



I S P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 049

GEMONA DEL FRIULI

a cura di:

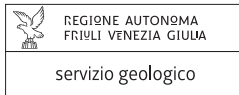
A. Zanferrari¹, D. Masetti^{2a}, G. Monegato^{1a}, M.E. Poli¹

con contributi di:

**R. Avigliano¹, F. Carraro³, C. Faranda⁴, P. Grandesso⁵, S. Ligios⁴,
F. Podda¹, M. Ponton², M. Rigo⁵, G. Roghi⁶, R. Romano², S. Russo¹,
C. Stefani⁵**

(1) Università di Udine, Dipartimento di Chimica, Fisica, Ambiente, sezione di Georisorse e Territorio; (1a) ora: CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, sezione di Torino; (2) Università di Trieste, Dipartimento di Matematica e Geoscienze; (2a) ora: Università di Ferrara, Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra; (3) Università di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra; (4) Università di Roma "Tre", Dipartimento di Scienze Geologiche; (5) Università di Padova, Dipartimento di Geoscienze; (6) CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, sezione di Padova

Ente realizzatore



Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

C. Campobasso

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per la Regione A. Friuli Venezia Giulia:

G. Lizzi

Coordinatore scientifico del Progetto CARG - FVG:

A. Zanferrari

Informatizzazione dei dati geologici, allestimento editoriale e cartografico:

A. Marchesini (Università di Udine, Dipartimento di Chimica, Fisica, Ambiente, sezione di Georisorse e Territorio)

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

M. Pantaloni (coord.), **D. Berti**, **R. Graciotti**, **M.L. Pampaloni**

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, **R. Carta**, **R.M. Pichezzi** (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec, **S. Falcetti**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia - ISPRA)

PER LA REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA:

Coordinatore per la cartografia geologica regionale:

M. Ravalico; **C. Piano** (dal 2011)

Stampa:

INDICE

I	– INTRODUZIONE	pag. 9
1.	– CRITERI DI INDAGINE E DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA	» 10
1.1.	– UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE PRE-PLIOCENICHE	» 10
1.2.	– UNITÀ A LIMITI INCONFORMI (UBSU), LITOSTRATIGRAFICHE ED INFORMALI	» 11
1.3.	– CRITERI BIOSTRATIGRAFICI E PER LE DATAZIONI ISOTOPICHE ¹⁴C	» 13
1.4.	– CRITERI DI ANALISI DEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA	» 15
1.5.	– CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE DELLE STRUTTURE TETTONICHE NEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA	» 16
II	– STUDI PRECEDENTI	» 17
1.	– PRE-PLIOCENE	» 17
2.	– PLIOCENE-QUATERNARIO	» 20
III	– INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LINEAMENTI STRUTTURALI	» 23
1.	– IL FOGLIO “GEMONA DEL FRIULI” NELL’AMBITO DELLA CATENA SUDALPINA ORIENTALE	» 23
1.1.	– LE EREDITÀ STRUTTURALI	» 26
1.2.	– IL BASAMENTO VARISICO	» 26
2.	– EVOLUZIONE MESOZOICA: LA PIATTAFORMA DEL TRIASSICO SUPERIORE, LA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANO-DINARICA, IL BACINO CARNICO-SLOVENO	» 28
2.1.	– LA PIATTAFORMA DEL TRIASSICO SUPERIORE - GIURASSICO INFERIORE: CRESCITA E ANNEGAMENTO	» 29
2.2.	– LA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANO-DINARICA E IL BACINO CARNICO-SLOVENO	» 30
3.	– EVOLUZIONE TARDO-CRETACICA E PALEOGENICA: IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DINARICO, L’ESTINZIONE DELLA PCFD	» 31
4.	– EVOLUZIONE NEOGENICO-QUATERNARIA: GLI EVENTI INSUBRICO E NEOALPINO	» 35
4.1.	– EVENTO INSUBRICO (FINE CHATTIANO - LANGHIANO)	» 36
4.2.	– EVENTO NEOALPINO (SERRAVALLIANO-ATTUALE)	» 36
4.2.1.	– <i>Fase serravalliano-messiniana</i>	» 37
4.2.2.	– <i>Fase pliocenico-quaternaria</i>	» 38

IV	– EVOLUZIONE GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICA PLIOCENICO-QUATERNARIA	» 39
1.	– EVOLUZIONE DELLA VALLE DEL TAGLIAMENTO DALLA CRISI DI SALINITÀ MESSINIANA AL LGM.....	» 40
2.	– EVOLUZIONE DELLA VALLE DEL TAGLIAMENTO NEL PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE.....	» 41
3.	– EVOLUZIONE DELLA VALLE DEL T. TORRE E DEI SUOI TRIBUTARI.....	» 43
4.	– CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI.....	» 45
4.1.	– BACINO DEL FIUME TAGLIAMENTO.....	» 45
4.2.	– BACINO DEL TORRENTE TORRE.....	» 46
4.3.	– BACINI SECONDARI.....	» 46
V	– STRATIGRAFIA	» 49
1.	– SUCCESSIONE TRIASSICA.....	» 49
1.1.	– FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI).....	» 49
1.2.	– FORMAZIONE DELLA VAL DEGANO (DEG).....	» 50
1.3.	– FORMAZIONE DI HEILIGKREUZ (HKS).....	» 53
1.4.	– FORMAZIONE DI TRAVENANZES (TVZ).....	» 56
1.5.	– DOLOMIA PRINCIPALE (DPR).....	» 58
1.5.1.	– <i>Membro del Monticello</i> (DPR₆).....	» 60
1.5.2.	– <i>Membro della dolomia del Resartico</i> (DPR₇).....	» 62
1.6.	– CALCARE DEL DACHSTEIN (DAH).....	» 64
2.	– SUCCESSIONE GIURASSICO-CRETACICA DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANO-DINARICA.....	» 66
2.1.	– FORMAZIONE DEL MONTE ZUGNA (FMZ).....	» 66
2.2.	– CALCARI A ELLIPSACTINIE (ELL).....	» 70
2.3.	– CALCARE DEL CELLINA (CEL).....	» 71
2.4.	– CALCARE DEL MONTE CAVALLO (CMC).....	» 76
3.	– SUCCESSIONE GIURASSICO-CRETACICA DEL BACINO CARNICO-SLOVENO.....	» 79
3.1.	– FORMAZIONE DI SOVERZENE (SOV).....	» 79
3.2.	– ENCRINITE DI FANES PICCOLA (FAS).....	» 82
3.3.	– CALCARE DEL VAJONT (OOV).....	» 84
3.4.	– FORMAZIONE DI FONZASO (FOZ).....	» 86
3.5.	– ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV₃).....	» 88
3.6.	– SUCCESSIONE RIDOTTA DI CASERA SAN SIMEONE (SRX).....	» 89
3.7.	– MAIOLICA (MAI).....	» 89
3.8.	– SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA).....	» 92
3.9.	– SCAGLIA ROSSA FRIULANA (SRF).....	» 94

4.	– SUCCESIONE TORBIDITICA CRETACICO-PALEOGENICA	» 98
4.1.	– FLYSCH DELLA VALLE UCCEA (UCC)	» 98
4.2.	– FLYSCH DEL GRIVÒ (GRI)	» 102
4.3.	– MARNE E ARENARIE DI SAVORGNANO (SVO)	» 109
4.4.	– FLYSCH DI CLAUZETTO (AUZ)	» 114
5.	– SUCCESIONE NERITICA EOCENICA	» 115
5.1.	– FORMAZIONE DI TUGLIEZZO (TGZ)	» 115
6.	– SUCCESIONE MIOCENICA	» 117
6.1.	– ARENARIA DI PREPLANS (PRP)	» 118
6.2.	– FORMAZIONE DEL MONTE BALDO (FMB)	» 122
6.3.	– MARNIA DI TARZO (TRZ)	» 123
6.4.	– CONGLOMERATO DEL MONTELLO (MON)	» 123
6.4.1.	– <i>Membro arenaceo-pellico</i> (MON₂)	» 124
6.4.2.	– <i>Membro conglomeratico</i> (MON₃)	» 125
7.	– SUCCESIONE CONTINENTALE PLIOCENICO-QUATERNARIA	» 126
7.1.	– SUPERSINTEMA DEL FRIULI	» 126
7.1.1.	– <i>Supersintema del Friuli indistinto</i> (SF)	» 128
7.1.2.	– <i>Sintema dell'Ambiesta</i> (AME)	» 128
7.1.2.1.	– <i>Conglomerato di Osoppo</i> (OSP)	» 130
7.1.3.	– <i>Sintema di Cesclans</i> (CCX)	» 131
7.1.4.	– <i>Sintema di Ampezzo</i> (AZO)	» 132
7.1.5.	– <i>Sintema di Ledrania</i> (LDR)	» 136
7.1.6.	– <i>Sintema di Invillino</i> (INV)	» 136
7.1.7.	– <i>Sintema di Plaino</i> (PLI)	» 138
7.1.8.	– <i>Sintema di Erba</i> (ERB)	» 139
7.1.9.	– <i>Sintema di Tapou</i> (TAU)	» 141
7.2.	– SINTEMA DI SPILIMBERGO (SPB)	» 141
7.2.1.	– <i>Subsintema di Canodusso</i> (SPB₃)	» 146
7.2.2.	– <i>Subsintema di Remanzacco</i> (SPB₄)	» 146
7.2.2.1.	– <i>Unità di Muris</i> (SPB_{4A})	» 147
7.2.2.2.	– <i>Unità di Majano</i> (SPB_{4B})	» 148
7.2.2.3.	– <i>Unità di Collalto</i> (SPB_{4C})	» 149
7.3.	– SINTEMA DEL PO (POI)	» 149
7.4.	– UNITÀ DEI BACINI SECONDARI	» 152
7.4.1.	– <i>Unità inferiore dei bacini secondari</i> (BTN)	» 152
7.4.2.	– <i>Unità della Val Venzonassa</i> (VZS)	» 154
7.4.3.	– <i>Unità superiore dei bacini secondari</i> (BTR)	» 154
7.5.	– COMPLESSO DI MONTEAPERTA (MPT)	» 157
7.6.	– UNITÀ UBIQUITARIE (UIN)	» 157
7.7.	– SONDAGGIO CARG-FVG S6 “COL VERGNAL”	» 160

VI	– TETTONICA	»	161
1.	– CARATTERISTICHE GENERALI DELLE STRUTTURE TETTONICHE.....	»	161
1.1.	– LE UNITÀ TETTONICHE DEL FOGLIO.....	»	161
1.2.	– LE STRUTTURE DINARICHE.....	»	163
1.2.1.	– <i>Le unità tettoniche</i>	»	163
1.2.2.	– <i>Le strutture tettoniche interne e il problema degli spessori delle unità stratigrafiche</i>	»	164
1.2.3.	– <i>Le strutture plicative</i>	»	166
1.2.4.	– <i>Le rocce di faglia</i>	»	167
1.3.	– LE STRUTTURE CONTRAZIONALI NEOALPINE.....	»	168
1.3.1.	– <i>Le unità tettoniche neoalpine</i>	»	168
1.3.2.	– <i>Le strutture plicative</i>	»	169
1.3.3.	– <i>Le rocce di faglia</i>	»	170
1.4.	– LE STRUTTURE TRASCORRENTI NEOALPINE.....	»	170
2.	– LE UNITÀ TETTONICHE E LE FAGLIE PRINCIPALI.....	»	171
2.1.	– UNITÀ OSEACCO (A).....	»	171
2.2.	– UNITÀ M. AMARIANA (B); SOVRASCORRIMENTO DI RESIA (14).....	»	172
2.3.	– UNITÀ M. S. SIMEONE (C); SOVRASCORRIMENTO DEL RIO DAI FRARIS (19).....	»	174
2.4.	– UNITÀ VENZONE (D); SOVRASCORRIMENTO MUSI-VERZEGNIS (4).....	»	180
2.5.	– UNITÀ TRASAGHIS (E); SOVRASCORRIMENTI GEMONA-KOBARID (5) E DI AVASINIS (12).....	»	182
2.6.	– UNITÀ GEMONA (F); SOVRASCORRIMENTO DEL M. CUARNAN (30); LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL CUEL DAL MELÒC (27).....	»	183
2.7.	– UNITÀ M. COVRIA (G); SOVRASCORRIMENTO DI PIELUNGO (11); SCAGLIA TETTONICA DI STAVOLI BATTISTELLA (31).....	»	185
2.8.	– UNITÀ LEDRANIA (H); SOVRASCORRIMENTO DI SOMP CORNINO (10).....	»	185
2.9.	– UNITÀ M. PRAT (I); SOVRASCORRIMENTO DI PALMANOVA (9).....	»	186
2.10.	– UNITÀ M. BERNADIA (L) E M. CLADIS (M); SOVRASCORRIMENTO DELLA BERNADIA (6) E SISTEMA DI SOVRASCORRIMENTI PONTE DELLE GIAVATE - P. DEL BRISICUL (39).....	»	188
2.11.	– UNITÀ CIVIDALE DEL FRULI (N); FAGLIA M. FELETTIS - CERGNEU SUPERIORE (40).....	»	190
2.12.	– UNITÀ LUSEVERA (O); SOVRASCORRIMENTI DI MONTE DI BUIA (41), DI MAGNANO IN RIVIERA (37) E DI LUSEVERA (42).....	»	191
2.13.	– UNITÀ DI BUIA (P); SOVRASCORRIMENTI DI BUIA (7) E DI COIA (43).....	»	192
2.14.	– FAGLIE TRASCORRENTI DI USEUNT (44), DI CERGNEU INFERIORE (45), DI VALLEMONTANA (46) E M. FELETTIS - CERGNEU SUPERIORE (40).....	»	193
2.15.	– SOVRASCORRIMENTO SUSANS-TRICESIMO (8); UNITÀ CIMANO-NIMIS (Q).....	»	194
2.16.	– UNITÀ S. TOMASO (R), ARBA-RAGOGNA (S) E SEQUALS (T).....	»	195
2.17.	– SISTEMA IDRIJA-AMPEZZO.....	»	195

VII	– SISMICITÀ	»	199
1.	– SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE	»	199
2.	– LA RETE SISMOMETRICA DEL FVG E LA SISMICITÀ ATTUALE	»	203
3.	– SISMOTETTONICA E ZONAZIONE SISMOGENETICA	»	203
4.	– STRUTTURE SISMOGENICHE E DISS	»	205
5.	– RICLASSIFICAZIONE SISMICA REGIONALE	»	205
VIII	– GEOLOGIA TECNICA	»	207
1.	– IDROGEOLOGIA	»	207
1.1.	– IDROGEOLOGIA DELL'AREA MONTANA	»	207
1.2.	– GLI ACQUIFERI DEL CAMPO DI OSOPPO-GEMONA	»	210
2.	– PERICOLOSITÀ IDROGEOLOGICHE	»	212
2.1.	– I DISSESTI NEI BACINI DI PICCOLA E MEDIA DIMENSIONE	»	213
2.2.	– LE PIENE DEL F. TAGLIAMENTO E DEL F. FELLA	»	214
2.3.	– LE PIENE DEL T. TORRE	»	216
3.	– FRANOSITÀ	»	217
3.1.	– DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)	»	218
4.	– COLATE DETRITICHE	»	221
IX	– EXTENDED ABSTRACT	»	223
X	– LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP	»	235
BIBLIOGRAFIA	»	245

PROGETTO

CARG

I – INTRODUZIONE

Il Foglio 049 “Gemona del Friuli” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 13 luglio 1999, n. 226), tramite convenzione tra il Servizio Geologico d’Italia (ISPRA, Dipartimento per la Difesa del Suolo) e la Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, che ha affidato il coordinamento scientifico al Dipartimento di Georisorse e Territorio dell’Università degli Studi di Udine.

Il Foglio è ubicato nel settore centrale della Regione Friuli Venezia Giulia (Fig. 1) e ricade interamente nella Provincia di Udine. Comprende i Comuni di Amaro, Artegna, Attimis, Buia, Bordano, Cavazzo Carnico, Forgaria del Friuli, Gemona del Friuli, Lusevera, Magnano in Riviera, Majano, Moggio Udinese, Montenars, Nimis, Osoppo, Ragogna, Resia, Resiutta, San Daniele del Friuli, Taipana, Tarcento, Tolmezzo, Trasaghis, Venzone, Verzegnis.

L'idrografia dell'area del Foglio comprende la bassa valle dei fiumi Tagliamento e Fella, che confluiscono nel settore settentrionale, e dei rispettivi affluenti, nonché la valle del T. Torre e dei suoi affluenti e quella del T. Melò. L'orografia nell'area del Foglio è caratterizzata dal margine orientale delle Prealpi Carniche (massima elevazione in carta il M. Piciat, 1615 m s.l.m.), dal massiccio isolato del gruppo M. San Simeone (1505 m s.l.m.) - Brancòt (1049 m s.l.m.) e dal settore occidentale delle Prealpi Giulie (massima elevazione dell'intero Foglio il M. Plauris, 1958 m s.l.m.). Lungo il margine settentrionale della carta sono localizzate le pendici meridionali del M. Amariana. La porzione centro-meridionale dell'area studiata è costituita dalla piana intravalliva del Campo di Osoppo e dal margine settentrionale dell'anfiteatro morenico tilaventino, all'interno del quale sono presenti i colli di Susans, Buia e Tarcento.

Il rilevamento geologico e la Banca Dati sono stati realizzati da personale afferente al Dipartimento di Georisorse e Territorio dell’Università di Udine tra

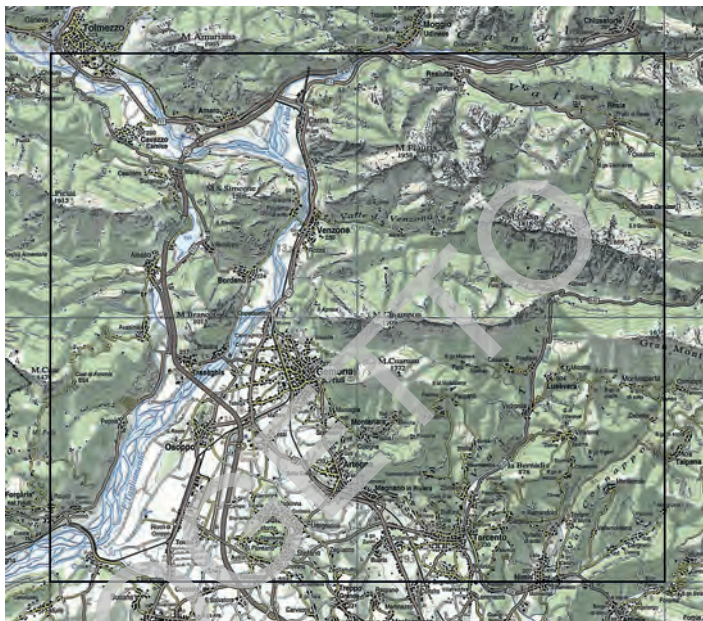


Fig. 1 - Ubicazione del Foglio 086 "Gemona del Friuli" (scala 1:250.000) su base cartografica gentilmente concessa dalla Casa Editrice Tabacco (Tavagnacco/UD).

il 2003 e il 2006 e nel 2008-2011, sulla base degli elementi alla scala 1:5.000 e delle seguenti sezioni alla scala 1:10.000, derivati dalla CTRN (Carta Tecnica Regionale Numerica) della Regione Friuli Venezia Giulia: Cavazzo Carnico, Amaro, Resiutta, Resia, Alesso, Venzone, Borgo Prabunello, Tanatavie, Osoppo, Gemona del Friuli, Montenars, Lusevera, Cornino, Buia, Tarcento e Nimis.

I voli per le fotorestituzioni sono avvenuti nel 1991-1997. La base topografica utilizzata per il Foglio 049 "Gemona del Friuli" è la carta della serie 50 alla scala 1:50.000 dell'Istituto Geografico Militare, edizione 1 - 1968.

1. – CRITERI DI INDAGINE E DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA (F. Carraro, C. Faranda, P. Grandesso, S. Ligios, G. Monegato, M.E. Poli, R. Romano, A. Zanferrari)

1.1. – UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE PRE-PLIOCENICHE

Per il rilevamento delle unità pre-plioceniche sono state seguite le indicazioni contenute nel Quaderno serie III, vol. 1 (AA.VV., 1992). Oltre alla revisione di sezioni stratigrafiche già esistenti, sono state realizzate sezioni locali per la mag-

gior parte delle unità cartografate. Su tutte sono state eseguite nuove analisi sedimentologiche, petrografiche e biostratigrafiche.

Per la definizione dello spessore degli strati è stata usata la classificazione di CAMPBELL (1967) qui riportata.

megastrati	10 m
molto spessi	1 m
spessi	30 cm
medi	10 cm
sottili	3 cm
molto sottili	

1.2. – UNITÀ A LIMITI INCONFORMI (UBSU), LITOSTRATIGRAFICHE ED INFORMALI

I contenuti della carta si riferiscono ai rilevamenti avvenuti tra gli anni 2003-2006 e 2008-2011, sulla base della cartografia geologica esistente e dei dati pregressi a disposizione. Le metodologie utilizzate per il rilevamento dei depositi quaternari, in particolare quelli relativi al Campo di Osoppo ed all'anfiteatro morenico tilaventino, sono le medesime utilizzate per il rilevamento geologico nelle aree dell'alta pianura friulana dei Fogli "Maniago" e "Udine" (ZANFERRARI *et alii*, 2008b; 2008d), cui si rimanda.

Secondo le raccomandazioni delle *Linee Guida del Servizio Geologico Nazionale* (A.A.VV., 1992), per la suddivisione stratigrafica dei depositi plio-quaternari continentali, nel Foglio "Gemona del Friuli" sono state adottate le Unità a Limiti Inconformi (UBSU).

Sono state inoltre utilizzate le unità informali nell'accezione di BINI *et alii* (2004) per i corpi sedimentari non completamente rispondenti alle caratteristiche delle unità USBU oppure per quelli meno significativi ai fini della ricostruzione dell'evoluzione geologica dell'area (*unità ubiquitarie*), nonché per quelli difficilmente inseribili nel quadro dell'evoluzione generale dell'area (*unità dei bacini secondari*).

L'International Stratigraphic Guide (ISSC, 1994) definisce l'*Unconformity-bounded Stratigraphic Unit* (UBSU) "A body of rocks bounded above and below by specifically designated, significant and demonstrable discontinuities in the stratigraphic succession (angular unconformities, disconformities, etc.), preferably of regional or interregional extent". Lo stesso codice considera il "sintema" come unità fondamentale, prevedendo che un sintema possa essere suddiviso in due o più subsintemi e che due o più sintemi possano essere raggruppati in un supersintema; inoltre prevede che le unità USBU possano contenere al loro interno unità stratigrafiche di qualsiasi altro tipo.

In realtà, le caratteristiche delle unità USBU qui adottate sono molto simili a quelle previste dall'*Allostratigrafia* (NASC, 1983), soprattutto per quanto concer-

ne la natura, l'estensione, il riconoscimento ed il rango delle superfici-limite che identificano le varie unità, tanto da renderle confrontabili con le "allunità" adottate in precedenti Fogli CARG in cui è stata applicata l'allostratigrafia (BINI *et alii*, 2004).

Le unità UBSU del Foglio corrispondono a corpi sedimentari continentali identificati da superfici-limite inferiore e superiore diacrone, corrispondenti a discontinuità sedimentarie di rango superiore (*hiatus* deposizionali caratterizzati o meno da superfici pedogenizzate e da importanti superfici erosive). Il rango delle unità dipende dal rango delle relative superfici-limite; entrambi dipendono dalla frequenza e natura dei processi che ne hanno controllato la sedimentazione. Per la definizione del rango delle unità e delle superfici-limite sono stati adottati i criteri gerarchici proposti da MIALL (1996) per i depositi fluviali e da BOYCE & EYLES (2000) per i depositi glaciali.

Per la definizione delle UBSU e delle relative superfici-limite, per i depositi affioranti all'interno delle valli sono stati eseguiti dei profili allostratigrafici longitudinali secondo il modello di GIARDINO & FIORASO (1998): questi permettono di ricostruire l'andamento delle unità nelle valli nonostante la discontinuità degli affioramenti.

Un ulteriore criterio applicato per la distinzione delle unità UBSU è l'identificazione del bacino di provenienza dei depositi. Considerando l'estensione dei bacini montani e la dimensione dei corpi sedimentari di natura alluvionale e glaciale ad essi correlabili, i bacini principali di provenienza dei depositi plio-quadernari compresi nel Foglio sono quelli del F. Tagliamento e del T. Torre. I depositi correlabili a questi bacini principali sono stati distinti in unità UBSU basandosi sulla composizione litologica dei clasti, su criteri geomorfologici e sull'andamento delle superfici-limite.

Infine, le unità litostratigrafiche sono state adottate per quei corpi sedimentari definiti ed identificati unicamente in base alle caratteristiche interne dei depositi.

Seguendo le indicazioni contenute nel rapporto conclusivo dell'IGCP 24 "*Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*" (ŠIBRAVA *et alii*, 1986) è stato abbandonato il modello classico delle glaciazioni alpine inizialmente proposto da PENCK & BRÜCKNER (1909), per seguire una cronologia geologica basata sui rapporti relativi tra i corpi sedimentari caratteristica del singolo bacino principale.

Per parte del Pleistocene superiore e per l'Olocene la cronologia geologica è supportata da datazioni isotopiche ^{14}C (Tab. 1 a pag. 144) ottenute su campioni di sostanza organica contenuta nei sedimenti prelevati durante i rilevamenti e nelle carote del sondaggio CARG-FVG S6 "Col Vergnal" o rese disponibili da altri sondaggi geognostici.

La recente ratifica dello spostamento del limite Pliocene-Pleistocene da 1,8 Ma a 2,5 Ma (GIBBARD *et alii*, 2009) ha modificato la scala cronologica "Stage" di riferimento proposta da GRADSTEIN *et alii* (2004) e formalmente accettata dalla comunità scientifica internazionale. Lo spostamento del limite rende necessaria una chiave di lettura, che permetta di confrontare l'età delle unità presenti nel Foglio 049 con quelle presenti nei fogli CARG-FVG attigui: 065 "Maniago", 066

“Udine” e 086 “S. Vito al Tagliamento” (rispettivamente: ZANFERRARI *et alii*, 2008b; 2008d; 2008f). Nella tabella cronostratigrafica riportata qui sotto viene confrontata la scala usata nei tre precedenti fogli CARG-FVG; il limite Pliocene-Pleistocene è indicato dalla linea blu.

FOGLI 065-066-086	FOGLIO 049	
Olocene	Olocene	
Pleistocene superiore	Pleistocene superiore	0,0115 Ma
Pleistocene medio	Pleistocene medio	0,126 Ma
Pleistocene inferiore	“Calabriano”	0,781 Ma
Gelasiano	Gelasiano	1,806 Ma
Piacenziano	Piacenziano	2,588 Ma
Zancleano	Zancleano	3,600 Ma
Messiniano	Messiniano	5,332 Ma

Ciascuna unità stratigrafica è identificata in carta da un colore e da una sigla esclusiva. Vista la scala di rappresentazione cartografica, i sovrassegni dei depositi superficiali devono considerarsi indicativi e riguardano la tessitura media dei depositi compresi nei primi 2 m dal p.c.

Le osservazioni di campagna sono state riportate su schede descrittive degli affioramenti ed inserite in una banca dati georeferenziata ad uso interno. Allo scopo sono state utilizzate le schede proposte da BAGGIO *et alii* (1997) opportunamente modificate. Per la codifica dei colori dei sedimenti fini e dei suoli sono state utilizzate le *Munsell Soil Color Charts* (edizione 1994).

1.3. – CRITERI BIOSTRATIGRAFICI E PER LE DATAZIONI ISOTOPICHE ¹⁴C

Per le successioni mesozoiche sia di piattaforma carbonatica che di bacino sono state utilizzate le classiche metodologie di indagine biostratigrafica in sezione sottile, su lavati e su materiale sciolto per le analisi del contenuto pollinico, del nanoplancton, dei foraminiferi planctonici e dei conodonti. Le analisi sono state effettuate su materiale proveniente da campionature sparse, con funzione di controllo per un corretto rilevamento, e da sezioni stratigrafiche rilevate in dettaglio per la definizione delle associazioni microfossilifere e del loro valore cronostratigrafico.

Per lo studio delle associazioni a microfossili di piattaforma carbonatica, costituite essenzialmente da alghe calcaree (in prevalenza *Dasycladaceae*) e fora-

miniferi bentonici, sono state utilizzate le più recenti classificazioni tassonomiche. In particolare per le dasycladali si è fatto riferimento alla classificazione di BASSOULLET *et alii* (1978) e ai successivi aggiornamenti, in particolare di BERGER & KAEVER (1992), DE CASTRO (1997), BUCUR (1999), GRANIER & GRGASOVI (2000); BARATTOLO & ROMANO (2005).

Per la cronologia delle associazioni a dasycladali sono stati adottati gli schemi proposti da DELOFFRE & GÉNOT (1982), GRANIER & DELOFFRE (1993), BARATTOLO (2002) e BARATTOLO & ROMANO (2005).

Per la tassonomia dei foraminiferi si è utilizzata la classificazione di LOEBLICH & TAPPAN (1987). Per i foraminiferi bentonici sono stati seguiti gli schemi biozonali proposti da DE CASTRO (1991), CHIOCCHINI *et alii* (1994); in particolare per i termini terziari è stata adottata la *Shallow Benthic Zonation* (SBZ) messa a punto da SERRA-KIEL *et alii* (1998), che correla le biozone a macroforaminiferi bentonici con le biozone a nannoplankton calcareo di MARTINI (1971).

Sulle successioni paleocenico-eoceniche e mioceniche sono state effettuate analisi biostratigrafiche di dettaglio utilizzando le associazioni delle microfaune planctoniche e delle nannoflore in esse contenute. Sono stati adottati gli schemi zonali di TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985) e di BERGGREN & MILLER (1988) per le associazioni a foraminiferi, mentre per il nannoplankton calcareo è stata applicata la biozonazione di MARTINI (1971).

Le analisi su materiale sciolto (palinomorfi e conodonti) hanno interessato esclusivamente le successioni triassiche e del Giurassico Inferiore.

Per quanto riguarda le analisi palinologiche, le associazioni (rappresentate principalmente da spore di *Lycopsida* e *Filicopsida* e da pollini di conifere e pteridosperme) sono state confrontate con quelle definite dai lavori di BRUGMAN (1986) e VAN DER EEM (1983) e con le associazioni ritrovate in successioni limitrofe al Foglio in esame, continue e ben definite dal punto di vista cronostratigrafico (ROGHI, 2004).

In rapporto alle determinazioni dei conodonti, le associazioni rinvenute (per lo più monospecifiche) sono state calibrate sia in sezioni limitrofe di ambiente bacinale intrapiattaforma (bacino della *dolomia di Forni*: ROGHI *et alii*, 1995) che in bacini di mare aperto (Bacino Lagonegrese-Sicano: RIGO *et alii*, 2005; GULLO, 1996; Turchia: GALLET *et alii*, 2000; Slovacchia: CHANELL *et alii*, 2003; sezione di Csovàr (Ungheria): KOZUR & MOCK, 1991; PÁLFY *et alii*, 2006).

La bibliografia di riferimento per la tassonomia delle ostracofaune della Paratetide occidentale risale a lavori datati agli anni sessanta (KOLLMANN, 1960). Per lo studio e la classificazione delle specie presenti sono stati quindi utilizzati i lavori di BASSIUNI (1979) e OLTEANU (1989). Per le correlazioni cronostratigrafiche tra la Paratetide occidentale e l'area mediterranea si è seguito lo schema cronostratigrafico di MEULENKAMP & SISSING (2003).

Infine, per i criteri e metodi relativi alle datazioni isotopiche ^{14}C si rinvia al capitolo relativo delle Note illustrative del Foglio 086 "San Vito al Tagliamento" (ZANFERRARI *et alii*, 2008f); le nuove datazioni relative al Foglio "Gemona del Friuli" sono riportate nella Tab. 1 a pag. 144 .

1.4. – CRITERI DI ANALISI DEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA

Per lo studio dell'architettura del sottosuolo nel settore di pianura (Campo di Osoppo) e, in particolare, per la ricostruzione delle geometrie del sistema di sovrascorrimenti ciechi, sono state utilizzate sezioni sismiche a riflessione industriali tarate con i *log* dei pozzi esplorativi per ricerca di idrocarburi, esistenti nell'area veneta orientale e friulana (v. Fig. 3 in cap. III).

Nel Foglio è presente solo il pozzo esplorativo AGIP Bernadia 1, ubicato però nell'area montana; informazioni solo raramente significative sono state ricavate dai numerosi pozzi per acqua, sempre a distruzione di nucleo, che sono state utilizzate dopo esame critico e validazione per la ricostruzione dell'architettura delle successioni pleistoceniche. Per lo stesso scopo sono state più utili le stratigrafie di varie decine di sondaggi geognostici, che però, di regola, non superano i 20 m di profondità.

L'area del Foglio è interessata da poche linee sismiche a riflessione, realizzate dall'AGIP e da altre compagnie tra gli anni '70 e '90, che sono state interpretate in modo da realizzare una parziale ricostruzione 3D del sottosuolo del Campo di Osoppo. L'interpretazione di MERLINI *et alii* (2002) della linea sismica a riflessione che raggiunge il pozzo Bernadia 1, è stata sensibilmente modificata alla luce dei rilievi di dettaglio eseguiti nell'area interessata.

Per la conversione dei tempi in profondità sono state applicate le velocità sotto indicate.

Quaternario	2.500 m/s
Pliocene	2.100 m/s
Serravalliano-Messiniano	3.000 m/s
Aquitano-Langhiano (“Gruppo di Cavanella”)	4.100 m/s
unità torbiditiche tra base “G. di Cavanella” e <i>top</i> carbonati	3.250 - 3.600 m/s
carbonati giurassico-cretacici (e paleogenici) di piattaforma	5.800 m/s
Dolomia Principale	7.000 m/s

Orizzonti sismostratigrafici di particolare evidenza, veri orizzonti-guida, sono rappresentati dalla base delle dolomie del Triassico superiore (“*unconformity carnica*”) e dal *top* della successione langhiana del “Gruppo di Cavanella”. Quasi sempre ben seguibile è anche il *top* della Piattaforma Carbonatica Friulana.

Il Campo di Osoppo ricade all'interno del sistema di sovrascorrimenti della catena sudalpina. Di conseguenza le isobate della base dei depositi quaternari non sono state tracciate, a causa dell'impossibilità di estendere dall'avampese (ZANFERRARI (coord.), 2008a; 2008c; 2008e) fino in catena l'orizzonte sismostratigrafico “base del Quaternario” (inteso in questo Foglio come “base del Calabriano”), orizzonte che spesso si perde nella parte più alta delle sezioni sismiche o addirittura ne esce, nonché per la mancanza totale di punti di taratura. Inoltre, in tale settore del Foglio sono presenti depositi conglomeratici del Pliocene inferiore (Zancleano), datati e cartografati ad Osoppo (*conglomerato di Osoppo*), e

conglomerati del Gelasiano - Calabriano (già “Pliocene superiore - Pleistocene inferiore” nel Foglio 065 “Maniago”: *conglomerato di S. Pietro di Ragogna*). Tali unità sono indistinguibili litologicamente da quelle pleistoceniche soprastanti in mancanza di controllo biostratigrafico.

1.5. – CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE DELLE STRUTTURE TETTONICHE NEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA

Nel Campo di Osoppo sono ubicati alcuni sovrascorrimenti del sistema frontale sudalpino, in massima parte *ciechi*, così definiti in quanto deformano anche orizzonti sub-superficiali di età pleistocenica superiore. Essi sono stati individuati attraverso l'interpretazione delle sezioni sismiche a riflessione industriali, integrata con dati morfotettonici e strutturali s.s. di superficie.

La definizione adottata di “sovrascorrimento (principale) cieco” è riportata in ZANFERRARI *et alii* (2008b; 2008d), assieme alla metodologia per tracciare sulla superficie topografica la *tip line* della struttura cieca.

II – STUDI PRECEDENTI

(G. Monegato, A. Zanferrari)

1. – PRE-PLIOCENE

Le prime informazioni sulla geologia dell'area prealpina centrale risalgono a PIRONA (1861a) e ad HAUER (1868), che pubblicarono due carte geologiche del Friuli a piccola scala. Un'altra carta geologica della regione friulana (scala 1:450.000) è allegata al *Catalogo ragionato delle rocce del Friuli* di TARAMELLI (1877), alla quale seguì una alla scala 1:200.000 e le Note (1881a; 19881b).

Nei decenni a cavallo fra '800 e '900 vennero trattate soprattutto tematiche paleontologiche e stratigrafiche di dettaglio da MARINONI (1877; 1878: Eocene di Tugliezzo); da MARINONI (1881) e MARINELLI (1894a): orizzonte bituminoso norico (Valle del T. Resartico e M. Musi); da MARINELLI (1902): successioni cretacicoeoceniche dell'area di Tarcento; da GORTANI (1910): successioni retico-giurassiche delle Prealpi Carniche orientali; da LOMBARDINI (1920), che attribuì (erroneamente) all'Oligocene gli affioramenti alla base dei colli di Osoppo. Nel 1915 furono pubblicati i tre fondamentali lavori di DAINELLI, di FABIANI e di STEFANINI G. sulle successioni cenozoiche delle Prealpi friulane e del Veneto.

Gli aspetti strutturali furono considerati solo marginalmente in alcuni dei lavori elencati o comunque solo nelle linee generali. Fanno eccezione DAINELLI (1921), cui si deve la creazione del termine di “piega-faglia periadriatica” e del concetto di “ellissoide”, e WINKLER-HERMADEN (1923; 1936) che, oltre a fornire importanti contributi stratigrafici, evidenziò in particolare lo stile a falde che caratterizza il Sudalpino più orientale.

Negli anni 1925-1929 furono pubblicati i fogli 25-Udine (FERUGLIO, 1925a) e 14-Pontebba (GORTANI & DESIO, 1925) della Carta Geologica delle Tre Venezie (scala 1:100.000), nei quali rientra il Foglio “Gemona del Friuli” e che hanno rappresentato gli unici documenti cartografici ufficiali fino ad oggi. Le relative Note

illustrative si devono rispettivamente a FERUGLIO (1929a) ed a GORTANI & DESIO (1927). Contemporaneamente uscì la monografia di FERUGLIO (1925b, con carta geologica alla scala 1:150.000) sulla geologia delle Prealpi Carniche e Giulie fra l'Isonzo e l'Arzino, che rappresentò da allora e per molti decenni la più accurata e innovativa descrizione geologica del territorio friulano. In particolare, vi è descritta la stratigrafia degli *ellissoidi* della Bernadia e del Natisone e sono definiti due complessi torbiditici: uno inferiore, costituito da “*marne e arenarie (flysch) alternate a grossi banchi di breccie calcaree grossolane passanti superiormente a brecciole, a calcari arenacei compatti e a calcari marnosi*”, al quale FERUGLIO attribuì un'età eocenica inferiore; l'altro, superiore, descritto come “*complesso arenaceo marnoso in facies di flysch*” di età luteziana. FERUGLIO assegnò ai megabanchi carbonatici principali un numero progressivo dal basso verso il tetto della successione torbiditica, descrivendone i caratteri sedimentologici, lo spessore e le geometrie. Egli presentò, inoltre, importanti considerazioni sull'assetto e sullo stile tettonico dell'area e sulla sua evoluzione geologica, individuando nella “*piega a ginocchio*” la principale struttura tettonica dell'area qui considerata.

Dopo queste pubblicazioni degli anni '20, l'area prealpina centro-orientale fu trascurata fino agli anni '50 - '60, quando apparvero due importanti lavori sull'area della Bernadia: l'ultimo di FERUGLIO (1953) prima della sua prematura scomparsa, con allegata una carta geologica alla scala 1:12.500 in cui sono cartografati i megabanchi carbonatici intercalati in quello che successivamente sarà definito *flysch del Grivò*, e la nota di MARTINIS (1966) che sulla base del *log* del pozzo AGIP Bernadia 1 dimostrò l'alloctonia del massiccio. L'alloctonia del gruppo del M. Prat fu evidenziata da LOCATELLI (1961) sulla base di dati di superficie, e confermata da COUSIN (1963a), che approfondì soprattutto gli aspetti stratigrafici, sedimentologici e paleogeografici del settore orientale delle Prealpi Carniche.

Nuovamente, su questi ultimi temi si concentrò il maggior numero di studiosi: MARTINIS (1955) pubblicò una sintesi stratigrafico-paleontologica sui lembi allora ritenuti oligocenici del settore meridionale del Foglio (Peonis, Osoppo, Trasaghis). COUSIN (1963b), COUSIN *et alii* (1966) e COUSIN & NEUMANN (1971), BORSETTI (1970), AMADESI *et alii* (1973) e GNACCOLINI & MARTINIS (1974) studiarono successioni giurassico-cretaciche del Gemonese, in particolare dal punto di vista biostratigrafico e con risultati tuttora di interesse. Del tutto obsoleti, specie per gli aspetti strutturali, sono gli studi di CERETTI (1965), AMADESI (1968) e AMADESI & LENARDUZZI (1973) nell'area M. San Simeone - M. Plauris.

A seguito della sequenza sismica del 1976 si svilupparono nell'area friulana centrale varie ricerche geologiche, ma anche, per la prima volta, geofisiche e sismologiche. Finalizzato alla ricostruzione è lo *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976* (a cura di MARTINIS, 1977) con numerosi contributi sia scientifici che tecnici e una carta geologico-tecnica alla scala 1:50.000. Significativo è anche lo studio, allora pionieristico, di microzonazione sismica di Tarcento (BRAMBATI *et alii*, 1980).

Di particolare rilievo furono gli studi che, grazie alla collaborazione e ai dati forniti dall'AGIP, cominciarono a delineare la struttura a sovrascorrimenti del

fronte sudalpino e, soprattutto, quella del suo avampaese (AMATO *et alii*, 1976; BARNABA, 1979). A questi lavori seguì nei decenni successivi la pubblicazione di vari modelli interpretativi della struttura crostale lungo profili N-S che attraversano l'area del Foglio (FRASCARI *et alii*, 1979; CASTELLARIN *et alii*, 1980; CASTELLARIN & VAI, 1982; CATI *et alii*, 1989a; CARULLI & PONTON, 1992; MERLINI *et alii*, 2002).

Numerosi furono anche i lavori che si interessarono della sismicità, sismotettonica e sismogenesi dell'area friulana centrale, con contributi via via più significativi avvicinandosi ai giorni nostri. Su questa e altre tematiche correlate (architettura crostale, in particolare) videro la luce numerosi lavori, tra cui quelli di CARULLI *et alii* (1982), REBEZ *et alii* (1982), BRESSAN *et alii* (1992; 1998), SLEJKO D. *et alii* (1999); GENTILE *et alii* (2000), AODIA *et alii* (2000), PONDRELLI *et alii*, 2001); PERUZZA *et alii* (2002), POLI *et alii* (2002), GALADINI *et alii* (2005) e BURRATO *et alii* (2008). Negli ultimi due sono state studiate le faglie attive del fronte sudalpino tra il Veneto orientale e la Slovenia occidentale e definite le loro caratteristiche quali sorgenti sismogeniche.

Tuttavia, nella regione carnica è rimasto sempre prevalente l'interesse per le ricerche stratigrafiche, sedimentologiche e sulla paleogeografia e paleotettonica del Mesozoico e del Cenozoico, ricerche che in varia misura interessano anche l'area del Foglio. Per l'importanza sull'evoluzione delle conoscenze su tali tematiche va citato in primo luogo COUSIN (1981) con la sua monografia sui rapporti fra Alpi e Dinaridi, fondamentale per l'accurata e ricca raccolta di dati sulla stratigrafia delle Prealpi veneto-friulane e delle Alpi e Prealpi Giulie sia in Italia che nella Slovenia occidentale. Lavori significativi a livello più locale e/o per tematiche puntuali sono quelli di CARULLI *et alii* (1998) con la revisione stratigrafica di unità triassiche affioranti anche all'interno del Foglio Gemona; di CARULLI *et alii* (2003) per la definizione della tettonica estensionale triassico-giurassica delle Prealpi friulane; di FANTONI *et alii* (1998), che definirono "l'unità a laminiti organiche del Rio Resartico" all'interno della Dolomia Principale, assieme al lavoro di SCOTTI *et alii* (2002), che analizzarono i livelli naftogenici del Triassico sup. della zona prealpina centrale, fra cui quello del Rio Resartico, presente nel settore settentrionale del Foglio.

Le successioni torbiditiche tardo-cretaciche e paleogeniche della regione carnico-giulia furono studiate e definite, anche con successive revisioni, da TUNIS & VENTURINI S. (1984; 1987; 1992), da VENTURINI S. & TUNIS (1991a; 1998). Inoltre, sono di rilievo le ricerche di SARTI (1979) sulla sedimentologia delle successioni della Val Tremugna, nonché il lavoro di VENTURINI S. & TUNIS (1991b), che datarono correttamente al Miocene inferiore i depositi "molassici" della Val Tremugna, di Trasaghis e Osoppo. A questi va aggiunto quello di VENTURINI S. & TUNIS (1992), con lo studio sulla composizione e la provenienza dei conglomerati cenozoici dell'area friulana.

Infine, ricca di dati importanti e aggiornati su stratigrafia, sedimentologia e paleogeografia mesozoica è la "Guida alle escursioni" del 80^a Riunione della S.G.I. (CARULLI (ed.), 2000).

Storicamente, sono invece decisamente subordinati le ricerche e i rilievi geologico-strutturali di dettaglio per decifrare il complicato assetto tettonico dell'area carnico-giulia e ricostruirne l'evoluzione cenozoica fino ad oggi. Inoltre, la geolo-

gia friulana è stata dominata da un forte cilindrisimo e dall'idea che l'assetto tettonico della regione fosse esclusivamente – ora “prevalentemente” – dovuto alla contrazione neoalpina con σ_1 tra NW-SE e NNW-SSE (si veda anche il cap. VI-Tettonica, alla sez. 2.3.). Tutto questo dimenticando i lavori dei geologi sloveni e soprattutto la loro cartografia sia ufficiale che a scala locale, che mostrano come l'architettura fondamentale sia quella dinarica a falde WSW-vergenti e su di essa si siano sovrapposti gli effetti di quella contrazionale neoalpina e della trascorrenza destra del sistema di Idrija. Ma anche non prendendo nella necessaria considerazione DOGLIONI & BOSELLINI (1987), che hanno inquadrato l'area friulana e quella veneto-trentina fino alle Dolomiti nel sistema catena-avanfossa dinarico.

Di conseguenza i lavori che trattano della tettonica dell'area del Foglio sono basati su un quadro geologico parziale e obsoleto, non partendo da nuovi rilievi geologici di dettaglio e senza un'adeguata e ampia analisi mesostrutturale. Anche le carte geologiche talora allegate (a scala piccola, fino all'1:200.000) sono sostanzialmente delle reinterpretaioni di dati non aggiornati e/o parziali, comunque insufficienti per definire un quadro tettonico particolarmente complesso (BOSELLINI & SARTI, 1978; PONTON, 2001; 2002; 2007; 2010; PONTON & TUNIS, 1996; SARTI, 1982; VENTURINI C. & CARULLI, 2002). Anche le due carte geologiche di sintesi regionale (CARULLI *et alii*, 2000a; CARULLI, 2006), pregevoli per gli aspetti stratigrafici e paleotettonici che trattano, risentono di questa lacuna di base sugli aspetti strutturali.

A questi ultimi vanno aggiunti i due lavori di CARULLI *et alii* (1980) e di ZANFERRARI *et alii* (1982) sull'evoluzione neotettonica del Friuli Venezia Giulia e, rispettivamente, dell'Italia nord-orientale, allora pioneristici ma ora del tutto obsoleti.

Poche le eccezioni: oltre alle ricerche di dettaglio per la realizzazione dei fogli 065 “Maniago” e 066 “Udine” (ZANFERRARI (coord.), 2008a; 2008c; e ZANFERRARI *et alii*, 2008b; 2008d), va ricordato il lavoro di POLI (1995), che dimostrò, con un'analisi mesostrutturale estesa a tutta l'area, lo stile tettonico a sovrascorrimenti dinarici che caratterizza le Prealpi Giulie meridionali e in particolare l'area del M. Bernadia. Di quest'area è stata anche pubblicata una carta geologica basata su rilievi alla scala 1:5.000 (POLI, 2008) e una sintesi dell'evoluzione dinarica e neoalpina (POLI, 2009).

Infine, vanno citati CAPUTO *et alii* (2010) che, sulla base di un'analisi mesostrutturale sui conglomerati tortoniano-calabrianici delle Prealpi venete orientali e friulane hanno precisato il quadro degli eventi deformativi neoalpini e la relativa cinematica, aggiornando quello classico di CASTELLARIN *et alii* (1992).

2. – PLIOCENE-QUATERNARIO

Anteriormente alla prima edizione dei fogli 14-Pontealba e 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000, le successioni quaternarie dell'area compresa nel Foglio Gemona sono state descritte per la prima volta da PIRONA (1861b) e successivamente in modo esteso da TARAMELLI (1875), al quale si deve anche la prima rappresentazione cartografica (1881a; 1881b).

Nei suoi lavori TARAMELLI ritenne che una fase alluvionale terziaria “pre-glaciale” avesse interessato la valle del Tagliamento; sui depositi relativi si sarebbero poi sovrapposti quelli di una successiva fase “fluvioglaciale”. A questa sarebbe seguita la fase di massima espansione dei ghiacciai del bacino del Tagliamento, che secondo l’Autore si sarebbero spinti fino al mare (TARAMELLI, 1875). Un’espansione glaciale minore, successiva, avrebbe dato origine all’anfiteatro morenico del Tagliamento ed ai depositi dei ghiacciai confinati all’interno delle valli minori.

TELLINI (1892) pubblicò la descrizione geologica della Tavoletta “Majano” alla scala 1:25.000, nella quale sono distinti vari depositi di età plio-quadernaria: l’Autore inserì i depositi glaciali in una fase chiamata dell’“Anfiteatro morenico”.

MARINELLI (1894b; 1896) trattò per la prima volta i depositi glaciali lungo la dorsale M. Chiampon - Gran Monte; in seguito egli descrisse l’area dei dintorni di Tarcento, e in particolare i depositi glaciali dell’anfiteatro morenico, distinguendo due diverse unità (MARINELLI, 1900; 1902).

PENCK & BRÜCKNER (1909), nella loro monografia sulle glaciazioni alpine, attribuirono ai depositi conglomeratici della valle del Tagliamento un’età “interglaciale Riss-Würm”, mentre tutti i depositi glaciali sciolti vennero considerati “würmiani”.

GORTANI (1912; 1920) riprese l’interpretazione di TARAMELLI delle due fasi di deposizione dei conglomerati vallivi, mentre STEFANINI G. (1915) ritenne tutti i conglomerati di età plio-quadernaria “pre-glaciale”, a causa dell’assenza di clasti “esotici”.

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 FERUGLIO (1925a; 1929b) introdusse lo schema delle glaciazioni proposto da PENCK & BRÜCKNER (1909); in questo ed in altri lavori (FERUGLIO, 1914; 1929a) l’Autore attribuì i depositi affioranti nell’anfiteatro morenico tiliaventino al “Würm” ed agli stadi “postglaciali”, considerando invece “rissiane” solo le morene affioranti nel margine sud orientale dell’apparato. Presso Braulins FERUGLIO (1929a) descrisse la complessa stratigrafia dei corpi ivi affioranti, attribuendo al corpo conglomeratico inclinato verso N-NE un’età interglaciale “Mindel-Riss”, mentre alla presunta morena cementata sovrastante un’età “rissiana”. DESIO (1926), nello studio del bacino del Fella, attribuì al conglomerato di Ovedasso un’età “prewürmiana”.

Nel Foglio 14-Pontebba della Carta Geologica delle Tre Venezie, alla scala 1:100.000 (GORTANI & DESIO, 1927) i conglomerati vallivi furono inseriti in un’unica unità di “Conglomerati prewürmiani, in parte villafranchiani” mentre le brecce di Portis furono cartografate nelle “brecce e crostoni prewürmiani”, mentre i depositi conglomeratici della valle del Fella furono inseriti nelle morene “prewürmiane”. I depositi sciolti vennero invece distinti in “morene würmiane” ed in una serie di depositi alluvionali recenti e attuali. Successivamente GORTANI (1935), riprendendo le interpretazioni di FERUGLIO (1929a), attribuì all’interglaciale “Mindel-Riss” le successioni conglomeratiche vallive.

I depositi glaciali dell’anfiteatro morenico furono studiati anche da SACCO (1937), che riprese una precedente interpretazione di NIEVO (1908), il quale attribuì alla cerchia più esterna dell’anfiteatro morenico del Tagliamento (estesa secondo questo Autore fino a Ragogna) un’età “mindeliana”, a quella più rilevata un’età “rissiana” ed a quelle interne e meno sviluppate un’età “würmiana”.

Nel dopoguerra furono eseguiti per la prima volta degli studi geofisici sperimentali per la ricostruzione del sottosuolo del Campo di Osoppo (MORELLI & MOSETTI, 1955). Nello stesso periodo GORTANI (1959), riprendendo i lavori dei precedenti Autori, pubblicò la carta della glaciazione “würmiana” in Friuli, in cui appare una ricostruzione dell’espansione glaciale “würmiana” che poi sarà utilizzata acriticamente in tutti i lavori successivi fino ad oggi: in essa il limite superiore della massa glaciale nell’area prealpina e nell’anfiteatro venne posto a quote molto elevate, in quanto fu fatto erroneamente coincidere con le tracce di glaciazioni più antiche.

In conseguenza degli eventi sismici del 1976, gli studi geologici dei depositi quaternari nell’area riguardarono tematiche più specifiche. Tra i più significativi, in quanto fonte di un’imponente massa di dati (spesso relativi ad affioramenti effimeri), si ricordano:

- i lavori eseguiti in prospettiva sismotettonica e per microzonazione sismica (GIORGETTI, 1976; IACUZZI & VAIA, 1977; 1978; 1981a; 1981b; 1978; BROILI *et alii*, 1980; BRAMBATI *et alii*, 1980a; 1980b; SGOBINO, 1982; CAVALLIN & MARTINIS, 1986; SLEJKO *et alii*, 1987);
- i numerosi lavori riguardanti l’idrogeologia del campo di Osoppo (STEFANINI S. & CATANI, 1977; MOSETTI, 1983; STEFANINI S. 1987; GIORGETTI & STEFANINI S., 1989; GIORGETTI *et alii*, 1995; CUCCHI *et alii*, 1998; 1999);
- la raccolta sistematica dei dati di sottosuolo (STEFANINI S., 1986; REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA, 1990);
- gli studi geomorfologici (PANIZZA, 1977; CARRARO & PETRUCCI, 1977; 1982; VAIA, 1982; CROCE & VAIA, 1985; VENTURINI C., 1988; 2003; VAIA & VALENT, 1998; TAMBOSCO & VAIA, 1999; BATTELLO & VAIA, 1999; CASTIGLIONI, 2004; VENTURINI C. *et alii*, 2004)

I depositi conglomeratici dei Colli di Osoppo sono stati studiati in dettaglio a partire dagli anni ’90 (VENTURINI C., 1991; 2000; VENTURINI S. & TUNIS; 1992; DALLA VECCHIA & RUSTIONI, 1996; VIAGGI & VENTURINI S., 1996; MONEGATO, 2006; DALLA VECCHIA, 2008) ed attribuiti al Messiniano sommitale - Pliocene basale. I conglomerati vallivi sono stati inseriti nel “Conglomerato del Tagliamento” ed attribuiti al Pleistocene medio da CARULLI *et alii* (2000a) su dati di studi inediti (ZANIER, 1975; PARONUZZI, 1982); studi successivi hanno evidenziato una stratigrafia articolata in varie unità divise da importanti discontinuità, con età su base biostratigrafica che vanno dallo Zancleano al Pleistocene medio (MONEGATO, 2006; MONEGATO & STEFANI C., 2010).

Anche i depositi quaternari della valle del Torre sono stati studiati in questo periodo, grazie anche ad analisi radiometriche ed a studi geofisici che hanno permesso di caratterizzarne meglio l’età e la geometria (CARULLI *et alii*, 1988; GAROFALO & PUGLIESE, 1990).

I rilevamenti di dettaglio dei Fogli CARV-FVG “Maniago” (ZANFERRARI *et alii*, 2008b) ed “Udine” (ZANFERRARI *et alii*, 2008d) hanno portato ad un ulteriore miglioramento delle conoscenze sull’evoluzione dell’anfiteatro morenico tilaventino (PAIERO & MONEGATO, 2003; MONEGATO *et alii*, 2007).

III – INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LINEAMENTI STRUTTURALI

(M. E. Poli, A. Zanferrari)

1. – IL FOGLIO “GEMONA DEL FRIULI” NELL’AMBITO DELLA CATENA SUDALPINA ORIENTALE

Nell’attuale quadro cinematico del sistema Alpi-Appennino l’area del Foglio “Gemona del Friuli” è situata nel settore orientale della catena sudalpina orientale (CSO), sistema a pieghe e sovrascorrimenti SE-SSE-vergenti in evoluzione dall’Oligocene superiore ad oggi (Fig. 2). Nel suo insieme la catena sudalpina fa parte del settore settentrionale della microplacca Adria e rappresenta una catena retrovergente rispetto a quella Alpina (cfr. SCHMID *et alii*, 2004 e bibl. cit.).

A nord la CSO è separata dal sistema di falde dell’Austroalpino ad opera del Lineamento Periadriatico (LP in Fig. 2).

Ad ovest essa è delimitata dal sistema di faglie Trento-Cles, Calisio e Schio-Vicenza (rispettivamente TC, CS e SV in Fig. 2), sistema trascorrente con andamento e geometrie complesse (p. es.: ZAMPIERI *et alii*, 2003), con movimento sinistro a partire dal Messiniano. In particolare, la faglia Trento-Cles separa, con un’ampia fascia di transizione, la CSO dal “sistema delle Giudicarie” e quindi dal Sudalpino centrale, mentre la Schio-Vicenza divide il settore esterno della CSO e il suo avampaese (pianura veneta orientale) dall’avampaese nord-appenninico. L’espressione fisiografica di quest’ultimo è data dai Monti Lessini e dai colli Berici ed Euganei e dall’antistante pianura veneta centro-occidentale.

Verso oriente la CSO si estende in Slovenia, dove viene dislocata in modo complesso e differenziato da due sistemi di faglie trascorrenti destre: la faglia Fella-Sava (FS), a direzione WNW-ESE, in attività dal Miocene medio (p.es.: VRABEC & FODOR, 2006), e il sistema di Idrija (con IA = Idrija-Ampezzo è indicata in Fig. 2 la faglia principale) a direzione NW-SE e in evoluzione dal Pliocene all’Attuale (p. es.: VRABEC & FODOR, 2006). In territorio italiano (Alpi carniche)

la faglia Fella-Sava è stata di regola interpretata, anche nella cartografia più recente (CARULLI, 2006; VENTURINI, 2009), come un sovrascorrimento o una faglia inversa S-vergente oppure N-vergente, con locali porzioni trascorrenti o transpressive (specie nel settore orientale).

Da nuovi rilievi geologici e strutturali (POLI & ZANFERRARI, dati inediti), risulta che anche in Carnia, come in Slovenia, il sistema Fella-Sava è un vasto sistema trascorrente destro, con andamento mediamente WNW-ESE e numerose strutture transpressive e transtensive associate. Nella Val Piova (alta Valle del F. Piave) esso confluisce (Fig. 2) nella faglia Valsugana - Val Bordaglia (VB), un sistema polifasico di estensione regionale a direzione SW-NE.

Per quanto riguarda il sistema di faglie trascorrenti destre di Idrija, esso è stato studiato in particolare da MLAKAR, 1969; PLACER, 1981; POLIAK, 1986; VRABEC, 1994 e cartografato nei fogli ufficiali della S.F.R.J alla scala 1:100.000. Tra questi, in particolare, Gorica (BUSER, 1968), Kranj (GRAD & FERJANČIČ, 1974), Postojna (BUSER *et alii*, 1967), Tolmin in Vdem (BUSER, 1987).

Nella regione friulana tale sistema, che finora non era stato individuato (cfr. CARULLI, 2006; VENTURINI, 2009), è stato messo in luce dal rilevamento del Foglio “Gemona” e da ulteriori ricerche estese in Carnia (POLI & ZANFERRARI, 2011; ZANFERRARI & POLI, 2011). Come in Slovenia si tratta di un ampio sistema trascorrente destro anastomosato e con andamento complesso per le numerose strutture associate. La faglia principale, Idrija-Ampezzo, si propaga nell’alta valle del F. Tagliamento con direzione circa N110°. Nella Fig. 1 f.t. e nei profili A-A’, C-C’ e F-F’ del Foglio è evidente l’intensità delle deformazioni legate al sistema Idrija-Ampezzo.

Fig. 2 - L'area del Foglio 049 “Gemona del Friuli” nel quadro del sistema Alpi-Appennino-Dinaridi esterne. Legenda: 1 - Austroalpino; 2 - “sistema delle Giudicarie” e catena sudalpina centrale; 3 - catena sudalpina orientale (Chattiano-Presente) e catena dinarica esterna (Cretacico sup. - Eocene sup.); 4 - avampaese sudalpino orientale, dal Pliocene condiviso con la catena appenninica settentrionale; 5 - fronte della catena appenninica; 6 - avampaese appenninico; 7 - traccia dei profili di Fig. 1 f.t. e di Fig. 5. Faglie (f.) e sovrascorrimenti (s.) principali: AN: s. dell’Ansiei; AR: s. Arba-Ragogna; BA: f. di Ballino; BB: s. Belluno-Barcis; BC: s. Bassano-Cornuda; BE: s. della Bernadia; BO: s. del Boite; BU: s. di Buia; BV: s. Bassano-Valdobbiadene; CA: s. del Cansiglio; CS: f. del Calisio; DT: s. M. Duranno-Tramonti; FS: f. Fella-Sava; GK: s. Gemona-Kobarid; GN: f. delle Giudicarie-Nord; GS: f. delle Giudicarie-Sud; MH: f. Mölltal-Hochstuhl; IA: f. Idrija-Ampezzo; LP: Lineamento Periadriatico; MA: s. di Cima Marana; MB: s. del M. Baldo; MD: s. di Medea; MT: s. del Montello; MV: s. Musi-Verzegnis; PA: s. di Palmanova; PI: s. di Pielungo; PM: s. Polcenigo-Maniago; PR: f. di Predjama; PZ: s. di Pozzuolo; RA: f. Resiutta-Ponte Avons; RP: f. Ravne-Paularo; RS: f. di Raša; SA: s. Selva di Cadore-Antelao; ST: s. Susans-Tricesimo; SU: s. di Sauris; SV: f. Schio-Vicenza; TB: s. Thiene-Bassano; TC: f. Trento-Cles; UB: s. Udine-Buttrio; VA: f. della Val d’Astico; VB: sistema Valsugana - Val Bordaglia. Fonti: oltre a pubblicazioni di dettaglio ed a dati inediti, per lo schema sono stati utilizzati i fogli alla scala 1:50.000 della Carta geologica d’Italia (Progetto CARG): 026 “Appiano/Eppan”, 029 “Cortina d’Ampezzo, 031 “Ampezzo”, 042 “Malè”, 049 “Gemona del Friuli”, 059 “Tione di Trento”, 060 “Trento”, 063 “Belluno”, 065 “Maniago”, 066 “Udine”, 080 “Riva del Garda”, 082 “Asiago”, 086 “S. Vito al Tagliamento”; le carte geologiche alla scala 1:100.000 della Osnovna Geološka Karta S.F.R.J.: L33-52 Beljak in Ponteiba, L33-53 Celovec, L33-64 Tolmin in Videm, L33-65 Kranj, L33-76 Gorica, L33-77 Postojna, L33-88 Trs; GALADINI *et alii* (2005) e BURRATO *et alii* (2008) per il fronte del Sudalpino orientale.

1.1. – LE EREDITÀ STRUTTURALI

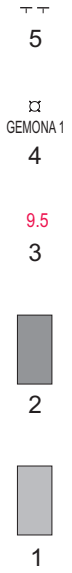
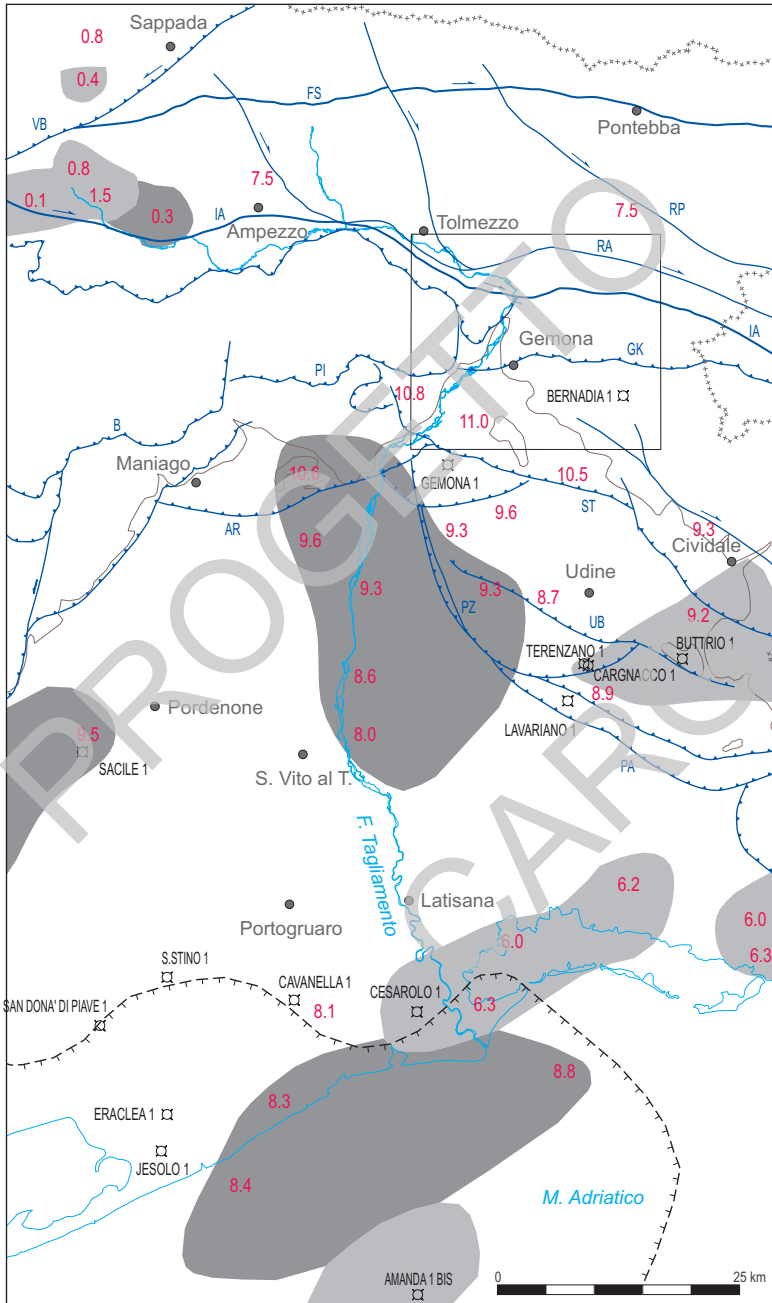
L'attuale architettura della CSO è condizionata dalle eredità strutturali della tettonica estensionale e della paleogeografia mesozoiche (Bacino carnico-sloveno e Piattaforma carbonatica friulano-dinarica): comune è l'inversione di faglie normali mesozoiche ad andamento attorno a NW-SE da parte di sovrascorrimenti dinarici. Ma ancora più grande è il condizionamento operato dal sistema di unità tettoniche dinariche, che dalla Slovenia si estende fino alle Dolomiti orientali (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987), sistema formatosi nel Cretacico superiore-Eocene. Infatti, la maggior parte dei sovrascorrimenti nealpini di età miocenica superiore - Attuale riutilizza con trasporto verso SE-SSE precedenti superfici di sovrascorrimento dinariche a basso angolo WSW-vergenti (v. cap. VI-Tettonica).

1.2. – IL BASAMENTO VARISICO

Nella regione friulana il basamento metamorfico varisico affiora in un piccolo settore ad ovest della faglia Valsugana - Val Bordaglia con successioni in facies scisti verdi, i cui protoliti sono del Cambriano medio - Devoniano inferiore-medio (KALVACHEVA *et alii*, 1986; POLI & ZANFERRARI, 1992; 1995). Nel resto della regione il basamento varisico è invece formato da successioni paleozoiche non- o semi-metamorfiche (Caradociano-Bashkiriano). Esse affiorano a nord del sistema della faglia Fella-Sava nelle Alpi carniche centrali e orientali (VENTURINI C., 1990; VENTURINI C. *et alii*, 2002), dove formano la catena Paleocarnica varisica e la sua copertura tardo-orogena (Moscoviano *p.p.* - Artinskiano). Dalla faglia Fella-Sava tale basamento si estende in profondità verso sud ed è documentato nel sottosuolo come "basamento magnetico" dal rilievo aereomagnetico dell'AGIP (CATI *et alii*, 1989a). Una parte della copertura tardo-varisica (Permiano Inferiore) è stata incontrata tra 7.130 e 7.350 m di profondità dal l.m. nel pozzo AGIP Amanda 1 bis (CATI *et alii*, 1989b), ubicato nell'*offshore* adriatico 25 km a sud della foce del F. Tagliamento (Fig. 3).

Il rilievo aereomagnetico ha definito, inoltre, profondità e andamento del tetto del basamento magnetico: la sua profondità passa da circa 8,1 km dal l.m. in corrispondenza della costa adriatica a oltre 11 km sotto Gemona, per poi risalire

Fig. 3 - Carta strutturale del basamento magnetico, con la distribuzione dei maggiori corpi vulcanico-vulcanoclastici di età ladinica (1) e carbonifera (2) individuati dal rilievo aereomagnetico dell'AGIP (da CATI *et alii*, 1989a, modificata); la profondità in km (3) si riferisce al tetto del basamento o dei corpi vulcanico-sedimentari. Sono riportati i pozzi esplorativi per ricerca di idrocarburi (4), un tratto del margine della Piattaforma carbonatica friulano-dinarica verso il Bacino di Belluno (5) e alcune delle faglie principali del settore friulano-sloveno della catena sudalpina orientale: AR: Arba-Ragogna; B: Barcis; FS: Fella-Sava; GK: Gemona-Kobarid; IA: Idrija-Ampezzo; PA: Palmanova; PI: Pielungo; PZ: Pozzuolo; RA: Resiutta-Ponte Avons; RP: Ravne-Paularo; ST: Susans-Tricesimo; UB: Udine-Buttrio; VB: Valsugana-Val Bordaglia.



bruscamente fino a 7,5 km di profondità lungo il margine settentrionale del Foglio (Fig. 3). Questo fatto era stato finora interpretato come effetto del sottoscorrimiento dell'avampaese al di sotto del sistema di sovrascorrimenti sudalpini. Poiché il gradino nel basamento coincide con il prolungamento in profondità della faglia Idrija-Ampezzo, esso può essere meglio interpretato come uno degli effetti della transpressione che si realizza lungo tale sistema.

Nel basamento magnetico sono intercalati estesi corpi di vulcaniti basiche, che sono attribuite alla Formazione del Dimon (Toumaisiano - Viseano inferiore della catena paleocarnica: LÄUFER *et alii*, 1993); superiormente sono stati individuati alcuni corpi di vulcaniti e vulcanoclastiti riolitico-riodacitiche con minori livelli terrigeni (Ladinico), uno dei quali incontrato da 6.875 m di profondità fino a fondo pozzo (7.250 m) nel Carnacco 1 (VENTURINI S., 2002).

2. – EVOLUZIONE MESOZOICA: LA PIATTAFORMA DEL TRIASSICO SUPERIORE, LA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANO-DINARICA, IL BACINO CARNICO-SLOVENO

Dal Permiano Superiore al Cretacico anche la regione carnico-slovena era parte del margine passivo africano e quindi interessata dalla tettonica estensionale e transensionale che portò all'apertura e alla crescita della Tetide. Ciò determinò il depositarsi della classica successione di margine passivo "arenarie rosse - evaporiti - carbonati" e la formazione di alti strutturali con carbonati di piattaforma separati da bacini più o meno estesi e profondi.

La successione alpina nell'area carnica iniziò nel Permiano Superiore con la *breccia di Tarvisio* (incontrata tra 7.070 e 7.130 m di profondità dal l.m. nel pozzo Amanda 1 bis: Fig. 3) e/o il *conglomerato di Sesto* e l'Arenaria della Valgardena. La successione permo-triassica è quella classica della regione carnico-dolomitica (ANTONELLI *et alii*, 1990; CARULLI *et alii*, 1998; 2000a; 2000b; 2003; VAI *et alii*, 2002; VENTURINI C., 1990; e relative bibliografie). Essa presenta due unità evaporitico-carbonatiche che costituiscono due orizzonti regionali di scollamento tettonico (cfr. Fig. 1 f.t.): la *formazione a Bellerophon* del Permiano sup. e la *formazione di Travenanzes* del Carnico sup. (già *formazione di Raibl*).

Nel Triassico medio la paleogeografia dell'area carnica presentava una serie di piattaforme carbonatiche e di bacini, caratterizzati da notevole mobilità. Nella vicina Slovenia si era originato tra la fine dell'Anisico e il Ladinico il Bacino sloveno (BUSER, 1989), destinato ad estendersi nel Triassico superiore all'area carnica e a coinvolgere nel Giurassico Inferiore l'area del Foglio (Fig. 4).

La successione stratigrafica del Foglio inizia con la parte superiore della *formazione dello Sciliar* (Ladinico), appartenente alla serie di alti carbonatici medio-triassici. Nel Carnico la sedimentazione nell'area del Foglio fu contraddistinta da notevoli variazioni sia verticali che laterali delle litofacies e dei loro spessori, variazioni che caratterizzano le formazioni *della Val Degano*, *di Heiligkreuz* e *di Travenanzes*.

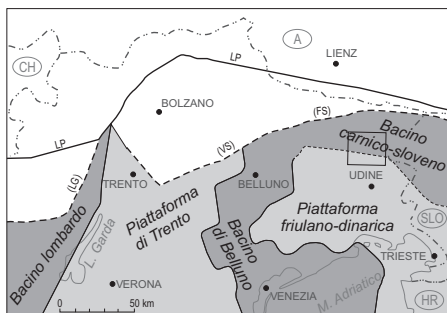


Fig. 4 - Schema della paleogeografia del Sudalpino centro-orientale nel Giurassico Inferiore. L'andamento del margine della Piattaforma friulano-dinarica è ben definito in avampase sulla base dei numerosi dati delle indagini per la ricerca di idrocarburi; nel settore settentrionale e orientale, in corrispondenza del Bacino carnico-sloveno, non è palinspastico e quindi solo indicativo. LP: Lineamento Periadriatico; LG: faglie delle Giudicarie-S e della Val Trompia; VS: faglia della Valsugana; FS: faglia Fella-Sava. Da COSTA et alii (1996), modificato.

2.1. – LA PIATTAFORMA DEL TRIASSICO SUPERIORE - GIURASSICO INFERIORE: CRESCITA E ANNEGAMENTO

Sulla *fm. di Travenanzes* nel Carnico superiore si instaurò l'estesa piattaforma prevalentemente peritidale della Dolomia Principale (Carnico sup. - Retico *p.p.*), che al suo interno registra un episodio anossico datato al Norico (Sevatiario inf.), durante il quale si formò il *membro della dolomia del Resartico* (DPR₇). In quasi tutto il Foglio la sedimentazione carbonatica di piattaforma proseguì per tutto il Retico con il *calcare del Dachstein*, in parte ancora a cicli peritidali.

Tra la fine del Retico e per tutto il Giurassico Inferiore, la piattaforma carbonatica fu soggetta a una prolungata fase di collasso, caratterizzata da più pulsazioni. Il Bacino sloveno si estese anche sul settore settentrionale del Foglio. Qui si depositò la Formazione di Soverzene (SOV, Giurassico Inferiore): precisamente, la litofacies SOV_a sulla parte prossimale della rampa e in diretta eteropia con i calcari di piattaforma del Giurassico Inferiore, e la litofacies SOV_b, la classica unità micritico-selciferà di rampa distale e di bacino.

Nel resto del Foglio la sedimentazione carbonatica continuò con la piattaforma aperta del Gruppo dei Calcari Grigi, nell'area carnica rappresentati solo dall'unità inferiore: la Formazione del M. Zugna (Hettangiano-Pliensbachiano). Nell'area del Foglio lo spessore massimo della successione di piattaforma (Dolomia Principale, *calcare del Dachstein* e Formazione del Monte Zugna) è di circa 2.400 m, circa doppio rispetto a quello documentato dai pozzi AGIP in avampase. Si tratta di uno spessore in realtà apparente in quanto fortemente condizionato da effetti deformativi (v. cap. VI-Tettonica, sottoparagrafo 1.2.2).

Alla fine del Giurassico Inferiore la piattaforma carbonatica sopravvisse solo nel settore meridionale del Foglio. L'annegamento si realizzò lungo faglie a direzione circa NW-SE e NE-SW. Paleofaglie, accompagnate da breccie di scarpata di faglia, variazioni più o meno rapide di facies e di spessori, nonché talora da dolomitizzazione secondaria, interessano le unità litostratigrafiche del Triassico superiore e Giurassico e testimoniano un'attività tettonica estensionale sinsedimentaria esplicitasi in particolare al passaggio Norico-Retico e nel Giurassico inferiore-medio.

2.2. – LA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANO-DINARICA E IL BACINO CARNICO-SLOVENO

La paleogeografia giurassico-cretacea nell'area del Foglio si configurò definitivamente nel Giurassico medio con due sistemi (Fig. 4).

1. La Piattaforma carbonatica friulana (CATI *et alii*, 1989b), che affiora nella parte meridionale del Foglio. Poiché essa rappresenta la parte occidentale della Piattaforma carbonatica dinarica (v. ampia bibliografia in OGORELEC, 2011), qui si utilizza il termine "Piattaforma carbonatica friulano-dinarica" (PCFD).

2. Il sistema scarpata-Bacino sloveno che la contorna a nord e NE. Anche sulla base dei dati raccolti per la realizzazione del Foglio, il Bacino sloveno è qui unito a quello carnico nel "Bacino carnico-sloveno" (BCS) per quanto riguarda la paleogeografia giurassico-cretacea.

Nell'avampaese friulano la proiezione in superficie del margine della piattaforma carbonatica è indicata nelle figure 3 e 4 la posizione è "media", in quanto il margine, ben definito stratigraficamente da una serie di pozzi AGIP esplorativi (una parte dei quali è riportata in Fig. 3), è stato interessato da ripetute progradazioni e retrogradazioni (CATI *et alii*, 1989b). Il caratteristico andamento planimetrico a gradini del margine della PCFD (Fig. 4) evidenzia l'impostazione del sistema PCFD - BCS - Bacino di Belluno in un quadro tettonico dominato da faglie estensionali a direzione NW-SE segmentate da faglie trascorrenti o transtensive NE-SW (in coordinate attuali).

Le formazioni della PCFD in affioramento nelle unità tettoniche Ledrania e M. Prat. e documentate nel sottosuolo dal pozzo AGIP Bernadia 1 nell'unità tettonica omonima, sono: i *calcari a Ellipsactinie* (Oxfordiano-Titoniano), il Calcare del Cellina (Kimmeridgiano-Albiano *p.p.*) e il *calcare del M. Cavallo* (Albiano *p.p.* - Cenomaniano sup./?Turoniano). La presenza dei *calcari a Ellipsactinie* e i rapporti di questi con il Calcare del Cellina e, rispettivamente, con la sottostante *formazione di Fonzaso* su cui essi progradavano, indicano che la parte di PCFD presente nel Foglio corrisponde ad un settore relativamente marginale e alla sua scarpata. Nell'unità tettonica M. Bernadia la progradazione verso NE dei *calcari a Ellipsactinie* nel BCS sulla *formazione di Fonzaso* è desunta dal quadro paleogeografico regionale; nell'unità Ledrania la polarità documentata sul terreno è verso SW e in quella M. Prat è verso NE. Ciò conferma l'andamento complesso del sistema piattaforma-bacino, nonché la presenza di un (limitato?) bacino giurassico, del quale affiorano ora il *calcare del Vajont* e la *formazione di Fonzaso*.

La PCFD era circondata da un dominio bacinale, nel quale tradizionalmente si distinguono in senso antiorario: il Bacino sloveno (o di Tolmino o Giulio *Auct.*), sviluppatosi dal Ladinico (BUSER, 1989); il Bacino carnico, apertosi nel Norico (PODDA & PONTON, 1997); il Bacino di Belluno, la cui formazione si fa risalire al Giurassico Inferiore (BOSELLINI *et alii*, 1981a; 1981b).

La PCFD, nel settore friulano, si sviluppò nel Giurassico Inferiore sui blocchi meno subsidenti (tasso medio di subsidenza: 0,05 mm/a), con un annegamento marginale al passaggio Giurassico inferiore-medio che produsse sottoalimentazione del Bacino di Belluno, il quale raggiunse allora il primo massimo di profon-

dità (PICOTTI *et alii*, 2003). Un fondamentale picco di subsidenza si ebbe tra l'Oxfordiano superiore e il Kimmeridgiano inferiore (0,25 mm/a), che determinò una rapida aggradazione di quasi 1 km della PCFD e una corrispondente sottoalimentazione del Bacino di Belluno, il quale raggiunse una paleobatimetria di circa 1.400 m (FANTONI *et alii*, 2002). Nel Giurassico finale - Cretacico inferiore il tasso di subsidenza scese nuovamente fino a 0,02 mm/a, con un tasso di sedimentazione simile in bacino (0,01 mm/a).

Mancano i corrispondenti valori di subsidenza e di tasso di sedimentazione per il BCS; tuttavia, sulla base della sostanziale analogia delle litofacies e dei relativi spessori tra la successione bacinale slovena e quella bellunese, si ipotizzano valori simili.

Questa evoluzione, che continuò fino al Cretacico Superiore, produsse nella PCFD uno spessore di carbonati dell'ordine di almeno 2,5-3 km tra il Giurassico medio e la fine del Cretacico. Gli spessori totali delle unità bacinali giurassico-cretaciche sono in generale dell'ordine di alcune centinaia di m. In queste ultime le variazioni sono notevoli, in rapporto alla posizione della sezione considerata nel sistema scarpata-bacino e della vicinanza con il margine produttivo della PCFD. Un caso particolare è rappresentato dalla *successione ridotta di casera S. Simeone* (Pliensbachiano *p.p.* - Cenomaniano: circa 30 m), probabilmente localizzata su una scarpata di *by-pass*.

Le formazioni del BCS affioranti nell'area del Foglio sono: l'Encrinite di Fanes Piccola (Pliensbachiano *p.p.* - Bathoniano *p.p.*), il *calcare del Vajont* (Bathoniano *p.p.*), la *formazione di Fonzaso* (Bathoniano sup. - Kimmeridgiano inf.), il Rosso Ammonitico Veronese (Kimmeridgiano - Titoniano inf.), la Maiolica (o "Biancone") (Titoniano sup. - Barremiano), la *scaglia variegata alpina* (Aptiano-Cenomaniano), la già citata *successione ridotta di casera S. Simeone*, la *scaglia rossa friulana* (Turoniano-Maastrichtiano *p.p.*).

Tutte le formazioni contengono in varia misura apporti calciclastici risedimentati dalla PCFD. Nella *scaglia rossa friulana* tali apporti diventano prevalentemente ruditici grossolani a partire dal Campaniano e testimoniano un influsso sempre più prossimale del sistema di *thrust* dinarici in crescita e in migrazione verso WSW, con formazione di gradinate di faglie normali ribassate a NE e la conseguente erosione tettonica del margine orientale della PCFD.

3. – EVOLUZIONE TARDO-CRETACICA E PALEOGENICA: IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DINARICO, L'ESTINZIONE DELLA PCFD

Nel Senoniano inferiore la parte del BCS situata nella regione di Bovec-Tolmin (Valle del F. Isonzo, Slovenia occidentale) fu interessata dalla sedimentazione torbiditica legata alla strutturazione della catena dinarica esterna (COUSIN, 1981; ampia bibl. in OGORELEC, 2011). Nell'area del Foglio le torbiditi sono rappresentate dal *flysch della Valle Uccia* (Campaniano *p.p.* - Maastrichtiano *p.p.*), che si è deposto sulla *scaglia rossa friulana* (o in discordanza su un substrato

triassico-giurassico) nelle unità tettoniche M. Amariana, M. S. Simeone, Venzone e Trasaghis. In queste unità il *flysch della Valle Ucceca*, che nell'area del Foglio è una tipica successione torbidity distale, è la formazione più recente e rappresenta l'orizzonte di scorrimento basale per *thrust* dinarici.

Con la sedimentazione delle torbiditi campaniano-maastrichtiane, il Bacino sloveno s.s. situato tra la Valle del F. Isonzo e l'area del Foglio diventò parte dell'avanfossa dinarica. Nel quadro della migrazione verso WSW del sistema catena-avanfossa (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987), tra il Cretacico Superiore e l'Eocene Inferiore il depocentro si trasferì dalla Valle del F. Isonzo fino all'altezza del meridiano di Tolmezzo (v. Fig. 2 per la posizione). In particolare, si osserva che nel Paleocene - Eocene medio l'avanfossa si estese verso WSW sulla PCFD annessa oppure su di una nuova piattaforma carbonatica che localmente si sviluppò tra il Paleocene medio e l'Eocene Inferiore, con modesto spessore (p. es.: un centinaio di m nel pozzo Cargnacco 1 (VENTURINI S., 2002). Essa fu però un'importante fonte di ciottoli carbonatici e di detrito a macroforaminiferi nel *flysch del Grivò* e subordinatamente nelle *marne e arenarie di Savorgnano*.

Nella regione friulana centrale e orientale (e nel Foglio stesso) la risposta sedimentaria alla tettonica dinarica del Paleocene superiore-Eocene Inferiore è rappresentata dagli almeno 2.000 m del *flysch del Grivò* (Selandiano sup. - Ypresiano p.p.) e delle *marne e arenarie di Savorgnano* (Ypresiano p.p.).

Per quanto riguarda l'evoluzione finale e l'estinzione della PCFD nell'area friulana nel Cretacico Superiore, la PCFD fu caratterizzata nel Senoniano da sollevamento diacrono da est a ovest, accompagnato da erosione subaerea e incarsimento (cfr. il pozzo AGIP Bernadia 1, sezione B-B' del Foglio). Il sollevamento è interpretato come causato dal rialzo periferico (*peripheral bulge*) prodotto dalla catena dinarica in crescita e migrazione verso WSW.

Ad occidente del Foglio, nell'area del contiguo Foglio "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, 2008a) e oltre fino al margine occidentale della PCFD verso il Bacino di Belluno, il sollevamento a *peripheral bulge* con erosione subaerea e *paleokarst* avvenne più tardi, tra il Maastrichtiano inferiore e il Paleocene medio p.p. (IACCARINO & ROVERI, 1964).

Nel Campaniano p.p. - Maastrichtiano, sempre in modo diacrono da est a ovest, l'approssimarsi del fronte dinarico produsse il progressivo annegamento della paleosuperficie della PCFD, con erosione tettonica della scarpata e del settore orientale della PCFD. Essi furono interessati da gradinate di faglie normali, lungo le quali si produsse una grande quantità di breccie, tipicamente intercalate nella *scaglia rossa friulana*, e di megabreccie (es.: la "breccia di Montefosca" del Campaniano superiore). Il processo raggiunse il suo culmine nel Paleocene superiore - Ypresiano p.p., con la deposizione del "flysch di Masarolis" (Selandiano p.p.) e del *flysch del Grivò*.

L'annegamento diacrono è ben esemplificato dall'area del Foglio: nelle unità tettoniche del settore orientale - M. Bernadia e M. Cladis - l'annegamento è avvenuto nel Campaniano-Maastrichtiano. Esso è evidenziato da faglie normali a direzione prevalente NW-SE e dai relativi corpi di breccie di calcari cretatici con

matrice marnosa del Campaniano superiore (VENTURINI S. & TUNIS, 1998) e del Maastrichtiano, in cui si intercalano livelli di emipelagiti maastrichtiane in facies di *scaglia rossa*.

Nell'unità Ledrania, situata al margine occidentale del Foglio, l'annegamento è avvenuto, invece, nel Paleocene medio-superiore: la *scaglia rossa* è assente e sui calcari del Malm-Cretacico inf. si sono accumulate alcune centinaia di m di *flysch del Grivò*, qui caratterizzato da prevalenti calciruditi e calcareniti, talora gradate, e da olistoliti di piattaforma cretacici, con intercalati pochi strati e megastrati torbiditici silicoclastico-carbonatici.

Infine, dal Paleocene superiore all'Eocene Superiore la PCFD compresa nell'area del Foglio fu coinvolta nei sovrascorrimenti dinarici più esterni, tra cui quello di Palmanova. Essi la ritagliarono ripetutamente, spesso con inversione delle faglie normali tardocretacico-paleoceniche (cfr. sezioni B-B' ed E-E').

Più in generale, l'appilamento delle unità tettoniche dinariche sulla PCFD produsse l'annegamento di tutto il restante settore a occidente. Si individuarono così due bacini torbiditici (Fig. 5):

- a est l'avanfossa dinarica s.s. diventata un bacino di *piggy-back* in via di colmamento, in cui si depositavano il *flysch del Grivò* e le *marne e arenarie di Savorgnano*;
- a ovest un nuovo bacino di avampaese dinarico, in collegamento verso NW con il Bacino di Belluno, ora divenuto il bacino torbiditico di avampaese in rapporto al fronte dinarico esistente nell'area veneto-dolomitica. Nel Selandiano-Ypresiano vi si accumularono oltre un migliaio di metri di emipelagiti con subordinati livelli di breccie carbonatiche e/o bioelastiche (*scaglia rossa*, Selandiano *p.p.*-Ypresiano inf.) e di torbiditi fini (*flysch di Clauzetto*, Ypresiano sup.). Va sottolineata l'affinità litologica, stratigrafica e cronologica tra queste due formazioni e quelle affioranti nell'area veneta orientale, in particolare con il *flysch di Belluno* (COSTA *et alii*, 1996; STEFANI C. *et alii*, 2007).

La successione *scaglia rossa - flysch di Clauzetto*, con l'appoggio discordante o disconforme della prima sulla paleosuperficie erosa ed incarsita della PCFD (IACCARINO & ROVERI, 1964), è ampiamente rappresentata nell'area del Foglio 065 "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, 2008a), mentre nel Foglio "Gemona" affiora solo in minima parte il *flysch di Clauzetto*, sul quale sono sovrascorsi i *calcari ad Elipsactinie* dell'unità tettonica M. Prat.

La tetto-genesi dinarica, iniziata nell'area del Foglio nel Maastrichtiano, terminò nell'Eocene Superiore, con il sollevamento di tutta l'area del Foglio e della regione friulana in generale, sottoposta ad erosione subaerea fino alla fine dell'Oligocene.

Nell'avampaese neoalpino (cioè nella pianura friulana centrale) il fronte dinarico esterno è rappresentato dal sovrascorrimento di Palmanova (Fig. 5). La sua *tip line*, sigillata dalla successione aquitaniano-langhiana, è stata proiettata in superficie ed è rappresentata nel Foglio 066 "Udine" (ZANFERRARI *et alii*, 2008b), che confina a nord con il Foglio "Gemona". In quest'ultimo, le strutture dinariche delle unità tettoniche Trasaghis, Ledrania e M. Prat sono sigillate dall'*arenaria di Preplans* dell'Aquitano.

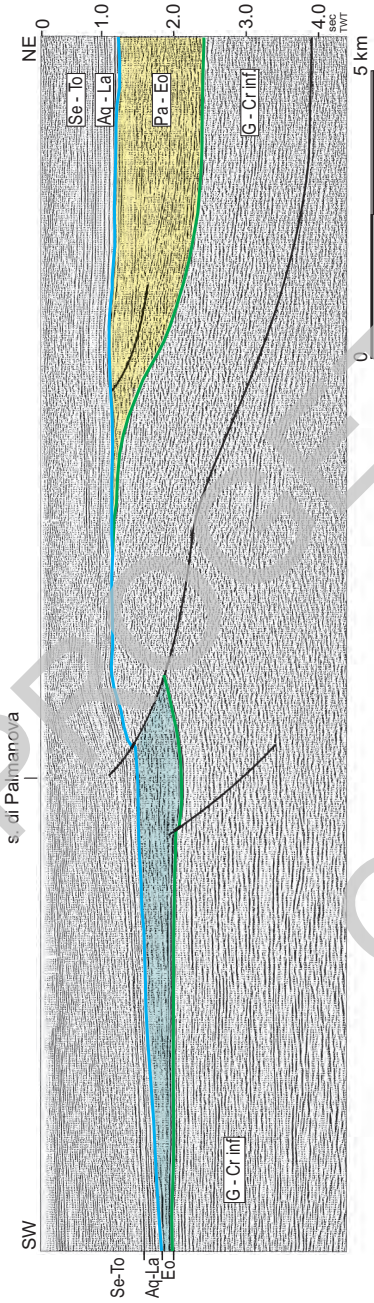


Fig. 5 - Sezione sismica a riflessione (posizione in Fig. 2) tra il fronte dinarico, qui rappresentato dal sovrascorrimento di Palmanova e dalla relativa unità tettonica, e il suo avampace (da FANTONI et alii, 2002, modificata). Sono evidenziati in colore: 1) in celeste, ad ovest, il nuovo bacino dinarico di avampace, esteso dal Paleocene medio-superiore sulla paleosuperficie della PCFD e in comunicazione a NW nel Veneto, con il bacino torbiditico ereditato dal Bacino di Belluno; 2) in giallo, ad est, il bacino torbiditico di piggy-back, in precedenza anfossa dinarica s.s.; 3) in verde il top della Piattaforma carbonatica friulano-dinarica; 4) in blu la base della successione aquitaniano-langhiana ("Gruppo di Cavanella"), che poggia in discontinuità sulle successioni torbiditiche paleogene e sigilla il fronte dinarico. Noteare la debole deformazione delle successioni miocenico-quadernarie, dovuta alla traslazione verso SSE dell'unità tettonica di Palmanova durante l'evento neodolpino. Simboli: **Se-To**: successioni serravalliano-tortoniane; nel settore occidentale sono localmente presenti depositi del Messiniano inf. e del Pliocene (ZANFERRARI et alii, 2008b;2008f), seguiti da successioni quaternarie, le quali escono dalla datum line nel settore orientale; **Aq-La**: successioni aquitaniano-langhiane; **Pa-Eo**: successioni torbiditiche paleocenico-eoceniche; **Eo**: successioni del Selandiano p.p. - Ypresiano (scaglia rossa friulana e flysch di Clauzetto); **G-Cr inf**: successioni del Giurassico-Cretacico inferiore della PCFD; che poggiano sulla piattaforma del Triassico superiore (non distinta).

Per la regione friulana l'evento orogenetico dinarico fu di fondamentale importanza in quanto determinò:

- l'estinzione diacrona della PCFD fra il Senoniano inferiore e il Maastrichtiano inferiore;
- l'accumulo di circa 3.000-4.000 m di torbiditi di età campaniano-ypresiana;
- l'architettura tettonica fondamentale del Sudalpino orientale, architettura caratterizzata da unità tettoniche di varia entità ed importanza, nove delle quali presenti nel Foglio.

4. – EVOLUZIONE NEOGENICO-QUATERNARIA: GLI EVENTI INSUBRICO E NEOALPINO

A partire dalla fine dell'Oligocene, l'indentazione della microplacca Adria nel sistema alpino *s.s.* (CASTELLARIN *et alii*, 2006), l'inizio della trascorrenza destra lungo il Lineamento Periadriatico (MASSARI, 1990; RATSCHBACHER *et alii*, 1991; FODOR *et alii*, 1998), la rotazione antioraria della placca Adria a partire dal passaggio Miocene superiore - Pliocene (MÁRTON *et alii*, 2003), hanno portato alla formazione della catena sudalpina orientale (CSO) a pieghe e sovraccorrimenti SE-SSE-vergenti (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000). Nella regione friulano-slovena l'evoluzione della CSO è più complessa, in quanto è interessata anche dalla trascorrenza destra lungo i sistemi Fella-Sava (attivo almeno dal Miocene sup.: VRABEC & FODOR, 2006) e Idrija-Ampezzo (attivo almeno dal Pliocene: VRABEC & FODOR, 2006).

L'evoluzione tettonico-sedimentaria della CSO e del suo avampese tra il Miocene e l'Attuale è caratterizzata da due eventi contrazionali, a loro volta polifasici: l'evento insubrico (Chattiano superiore - Langhiano) e quello neoalpino (Serravalliano-Attuale). Il quadro evolutivo è riferito alla regione comprendente il Veneto orientale, il Friuli, la Slovenia occidentale e la pianura veneto-friulana. Esso si basa: a) su una conoscenza del sottosuolo della pianura aggiornata e ormai esaustiva dal punto di vista biostratigrafico (MANCIN *et alii*, 2007) e da quelli stratigrafico-sedimentologico e strutturale (FANTONI *et alii*, 2002; MERLINI *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005); b) su una più ampia conoscenza dei caratteri strutturali dell'area prealpina antistante, che deriva sia da lavori pubblicati (POLI *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005; BURRATO *et alii*, 2008; CAPUTO *et alii*, 2010) che, soprattutto, dalla cartografia di dettaglio, dalle analisi mesostrutturali, biostratigrafiche, sedimentologiche, petrografiche e geocronologiche effettuate per la realizzazione dei quattro Fogli del Progetto CARG-FVG ("Gemona del Friuli", "Maniago", "Udine" e "S. Vito al Tagliamento").

I caratteri stratigrafici e sedimentologici della successione miocenica dell'avampese/avanfossa sudalpina orientale, ora affiorante nella fascia prealpina ("molassa veneto-friulana" *Auct.*) sono definiti in MASSARI *et alii* (1986a; 1986b; 1994), MELLERE *et alii* (2000) e, con maggior dettaglio locale, nelle Note Illustrative dei Fogli "Maniago" e "Udine" (ZANFERRARI *et alii*, 2008b; 2008d).

4.1. – EVENTO INSUBRICO (FINE CHATTIANO - LANGHIANO)

Durante questo evento, così definito in MASSARI (1990), la regione veneto-friulana e l'*offshore* adriatico vennero a trovarsi in un ambito di avampaese distale, con rialzo periferico situato inizialmente nel settore a cavallo dell'attuale costa adriatica. Una debolissima flessurazione crostale verso nord, inferiore a un grado (FANTONI *et alii*, 2002), fu la risposta al carico topografico indotto da lontani sollevamenti in atto nelle unità austroalpine e penniniche della catena alpina *s.s.* La regione in sollevamento ed area-sorgente dei clasti è indicata anche dalla composizione delle areniti (STEFANI C., 1987) e dall'associazione dei minerali pesanti (MASSARI *et alii*, 1986a), che evidenziano l'abbondanza di metamorfiti in facies anfibolitica nell'area-sorgente, pertanto posta a nord del Lineamento Periadriatico.

Il bacino di avampaese si estese lentamente verso SSW, di modo che l'ubiquitario sistema di piattaforme terrigeno-carbonatiche aquitaniano-langhiane del "Gruppo di Cavanella" (*sensu* AGIP), in tutto il Friuli privo dei livelli chattiani, raggiunse solo nel Burdigaliano l'attuale area costiera, sigillando la paleotopografia oligocenica con spessori totali massimi dell'ordine delle molte decine di metri contro alcune centinaia di metri nell'area collinare veneto-friulana.

Nell'area del Foglio affiorano localmente l'*arenaria di Preplans* (Aquitania-no) e la *formazione del M. Baldo* (Langhiano-Serravalliano *p.p.*). La seconda, che sta al tetto del "Gruppo di Cavanella", non si differenzia da quella ampiamente affiorante nel vicino Foglio "Maniago".

La formazione basale, l'*arenaria di Preplans*, mostra invece forti differenze litologico-stratigrafiche rispetto a quella affiorante nel F. "Maniago": ciò è connesso all'accidentata paleotopografia aquitaniana, sulla quale si verificò la sedimentazione dell'*arenaria di Preplans*, con passaggio da condizioni continentali a transizionali e, infine, marine neritiche. Essa sigilla un substrato di calcari giurassici con *paleokarst* oppure di torbiditi paleoceniche, substrato interessato da faglie e pieghe dinariche. Gli apporti alluvionali che ne caratterizzano la parte inferiore provenivano da almeno due bacini idrografici, uno dei quali con netta predominanza di successioni torbiditiche in erosione. Inoltre, nel settore settentrionale del bacino era presente una scarpata di faglia attiva, che esumava calcari giurassico-cretacici di piattaforma e di bacino ed ha prodotto i potenti corpi di *debris flow* (*breccia di Peonis*), talora in eteropia con i conglomerati alluvionali.

4.2. – EVENTO NEOALPINO (SERRAVALLIANO-ATTUALE)

Nell'intervallo Serravalliano-Attuale si è strutturata la catena sudalpina orientale in più fasi (CASTELLARIN *et alii*, 1992), che in letteratura hanno nome, durata e cinematica più o meno differenti. Ciò anche a causa delle ripetute oscillazioni della direzione di massima compressione σ_1 (locale) tra NNW-SSE e NW-SE (localmente fino a NNE-SSW). In CAPUTO *et alii* (2010) è documentata la serie

di oscillazioni di σ_1 registrate nei conglomerati di età tortoniano-calabriana affioranti nella fascia prealpina del Veneto orientale e Friuli lungo il fronte della catena sudalpina orientale (v. Fig. 83).

Per questo motivo e sulla base dei rapporti tettonica-sedimentazione documentati nell'avampaese della CSO (FANTONI *et alii*, 2002), sono distinte solo due fasi nealpine principali, caratterizzate dalle varie pulsazioni tettoniche individuate da CAPUTO *et alii* (2010).

4.2.1. – Fase serravalliano-messiniana

Questa prima fase è la più importante sia per gli effetti strutturali che sulla sedimentazione. In tale intervallo, l'avanzare verso SE-SSE del fronte della catena sudalpina orientale in forte sollevamento determinò una flessurazione verso NW di 5-6° (FANTONI *et alii*, 2002) e la formazione di una avanfossa con depocentro nell'area prealpina veneta orientale e friulana (MASSARI *et alii*, 1986a; 1986b; FANTONI *et alii*, 2002). Il relativo cuneo clastico, potente oltre 2.500 m nelle Prealpi carniche, si assottiglia rapidamente verso la costa adriatica (appena 225 m nel pozzo Cavanella 1). La composizione dei clasti, con forte prevalenza di carbonati, evidenzia la provenienza da aree prossimali, di pertinenza sudalpina.

Nel Serravalliano-Tortoniano i sistemi deposizionali sono rappresentati da piattaforme terrigene, la cui architettura e progradazione verso l'attuale zona costiera è ben osservabile nelle numerose sezioni sismiche a riflessione industriali che intersecano la pianura friulana (v. anche ZANFERRARI (coord.), 2008a; 2008e; ZANFERRARI *et alii*, 2008b; 2008f). La *marna di Tarzo* (Serravalliano inf. p.p. - Tortoniano inf. p.p.), presente nel Foglio in limitatissimi affioramenti, rappresenta le peliti di piattaforma esterna; l'*arenaria di Vittorio Veneto* (Tortoniano p.p.), non affiorante nel Foglio per ragioni tettoniche, ma ubiquitaria nelle Prealpi Carniche e nel sottosuolo della pianura friulana, rappresenta l'espandersi delle piattaforme terrigene verso SE e il migrare del depocentro dell'avanfossa nella stessa direzione fino a raggiungere la regione prealpina al limite con la pianura. La successiva formazione – il *conglomerato del Montello* (Tortoniano sup. - Messiniano inf.) – affiorante solo nel settore SW del Foglio, rappresenta il colmamento dell'avanfossa nell'area prealpina con almeno 1.500 m di depositi deltizi e continentali in gran parte ghiaiosi.

Durante questo evento diastrofico, nell'area del Foglio si sono formate le strutture che definiscono tutte le unità tettoniche presenti, forse con l'esclusione delle unità più esterne (S. Tomaso, Arba-Ragogna e Sequals), probabilmente in uno stadio iniziale di crescita. La direzione della quasi totalità dei sovrascorrimenti e delle faglie inverse (e degli assi delle macro- e meso-pieghe) è attorno a N70°, con immersione delle superfici verso N330°-350°. La maggior parte delle unità tettoniche nealpine cartografate deriva dalla deformazione delle unità dinariche preesistenti (v. cap. VI-Tettonica). La deformazione di quest'ultime avviene soprattutto per basculamento e/o ripiegamento delle superfici di faglia e

delle pieghe: tipica è la struttura a duomo-bacino (Figg. 93 e 95), a causa dell'ortogonalità delle direzioni dinarica e nealpina di massima compressione.

Durante la *crisi di salinità del Messiniano* si approfondirono le valli principali e avvenne lo spostamento verso nord dello spartiacque del bacino del F. Tagliamento, come documentato in MONEGATO (2006) e MONEGATO & STEFANI C. (2010; 2011).

4.2.2. – Fase pliocenico-quadernaria

La seconda fase, dal Pliocene all'Attuale, è in generale meno significativa nei suoi effetti tettonico-sedimentari e presenta σ_1 locale apparentemente circa N-S, in realtà distribuito a ventaglio tra NNW-SSE e NNE-SSW procedendo da ovest a est nell'area friulana centro-orientale. Questo fatto, legato alla forma del cuneo di avampaese che si muove verso NW-NNW, trova una conferma nella distribuzione della sismicità minore (BRESSAN *et alii*, 1998). Nel Friuli centrale la velocità di moto dell'avampaese sudalpino, misurata sulla direzione N-S, è di $2,1 \pm 0,5$ mm/a (dati CGPS di D'AGOSTINO *et alii*, 2005).

L'evoluzione pliocenico-quadernaria nell'area prealpina e dell'alta pianura friulana centrale è segnata dall'attivazione del sistema di sovrascorrimenti ciechi della pianura udinese e dall'intensa evoluzione di quelli al margine dei rilievi, in particolare Sequals, Arba-Ragogna e, soprattutto, Susans-Tricesimo (v. Fig. 2).

L'interpretazione delle numerose linee sismiche a riflessione industriali evidenzia il modesto carico del fronte sudalpino, che flessura debolmente l'avampaese in una ristretta fascia lungo il bordo delle Prealpi Carniche. Nel resto dell'avampaese, nella pianura come nell'*offshore* adriatico, la flessurazione è netta e rilevante verso W-SW, a causa del carico del fronte della catena appenninica nord-orientale. La flessurazione è evidenziata dall'andamento delle isobate della base dei depositi "quadernari" (ora corrispondente alla base del Calabriano), nei fogli 066 "Udine", 065 "Maniago" e 087 "S. Vito al Tagliamento" (rispettivamente ZANFERRARI (coord.), 2008c; 2008a; 2008e) e nel Foglio 107 "Portogruaro" (FONTANA *et alii*, 2012).

Nel settore centro-settentrionale del Foglio sono particolarmente intensi gli effetti della trascorrenza destra del sistema Idrija-Ampezzo – e relative transpressioni e transtensionazioni – anche sulle unità conglomeratiche continentali della valle del F. Tagliamento, di età compresa fra lo Zancleano e il Pleistocene medio (MONEGATO, 2006; MONEGATO & STEFANI C., 2010; 2011). Si tratta di un ampio sistema regionale di faglie trascorrenti a direzione prevalente N110°, fortemente anastomosato con formazione di *duplex* e di scaglie trascorrenti, nonché di tutte le altre strutture interne tipiche di una grande zona di trascorrenza: faglie inverse NW- o SE-vergenti, pieghe *en echelon*, curvature contrazionali (*contractional bend*), strutture a fiore positive e negative, faglie trascorrenti sintetiche e antitetiche.

IV – EVOLUZIONE GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICA PLIOCENICO-QUATERNARIA (G. Monegato)

L'area coperta dal Foglio Gemona del Friuli corrisponde alla media-bassa valle del Fiume Tagliamento, che separa le Prealpi Carniche da quelle Giulie ed ha avuto una lunga evoluzione a partire dal Messiniano (MONEGATO & STEFANI C., 2010; 2011). La storia dell'incisione valliva è stata condizionata da vari fattori quali la Crisi di Salinità Messiniana (CSM), il sollevamento e la migrazione verso sud del fronte della catena sudalpina orientale (CSO), l'attivazione del sistema di faglie trascorrenti di Idrija, le avanzate glaciali verificatesi a partire dalla fine del Pleistocene inferiore (MUTTONI *et alii*, 2003).

Rispetto a quanto si conosce di molte incisioni vallive del versante meridionale delle Alpi, la valle del Tagliamento contiene una successione relativamente ben conservata di corpi sedimentari relativi all'intervallo di tempo dal Messiniano all'Olocene (MONEGATO, 2006). Le unità della successione sono separate da discontinuità di vario rango, originate sia dall'approfondimento delle valli sia dalla tettonica, in alcuni casi sinsedimentaria. Le discontinuità sono probabilmente legate a importanti fasi di sollevamento della CSO e di attività del sistema trascorrente di Idrija-Ampezzo. Gli impulsi tettonici sono stati anche determinanti per la migrazione verso nord-est dell'asse vallivo (Fig. 2 f.t.). Le fasi di avanzata dei ghiacciai nel bacino del Tagliamento hanno contribuito all'allargamento e approfondimento del fondovalle ed alla formazione delle cerchie moreniche dell'anfiteatro morenico tilaventino.

Anche il settore in cui è impostata la valle del T. Torre è stato interessato da importanti fenomeni di sollevamento ed incisione durante il Pleistocene medio-superiore. A causa delle modeste dimensioni del bacino e della sua minor elevazione questa valle è stata meno interessata da ghiacciai vallivi durante il Pleistocene. Tuttavia, al suo sbocco presso Tarcento, essa ha risentito della presenza del ghiacciaio del Tagliamento durante le sue massime avanzate.

1. – EVOLUZIONE DELLA VALLE DEL TAGLIAMENTO DALLA CRISI DI SALINITÀ MESSINIANA AL LGM

L'evoluzione geologica dei depositi pliocenico-quadernari dell'area compresa nel Foglio Gemona del Friuli, dedotta dai rilievi effettuati per il Foglio e da studi correlati (MONEGATO, 2006; MONEGATO & STEFANI C., 2010; 2011), inizia nel Messiniano, quando il bacino del Tagliamento era confinato nella parte meridionale delle Alpi Carniche a sud della faglia Fella-Sava, e nelle Prealpi Carniche. Il Tagliamento allora scorreva al margine settentrionale delle Prealpi Carniche, lungo la direttrice Sella Chiampon - Sella Chianzutan, per poi scendere a sud lungo l'attuale valle del Lago di Cavazzo (Fig. 2 f.t.).

Durante la Crisi di Salinità Messiniana (CSM) la rapida e imponente caduta eustatica innescò l'erosione risaliente lungo le principali valli del versante meridionale della catena alpina. L'incisione provocò l'estensione del bacino verso nord in seguito a cattura del settore a nord della faglia Fella-Sava (come testimoniato dalla comparsa di clasti di rocce paleozoiche caratteristiche di questo settore) e lo spostamento verso nord del drenaggio del fiume, il quale abbandonò nella direttrice precedente i depositi del *membro conglomeratico* (MON₃) del *conglomerato del Montello*.

Nella nuova valle, profonda più di 200 m rispetto alla precedente, si depositarono, durante e successivamente alla fase di risalita eustatica post-CSM, i sedimenti fluviali del *sintema dell'Ambiesta*. Lo sbocco dei corsi d'acqua in mare avveniva all'altezza dell'attuale posizione di Osoppo, dove, oltre al Tagliamento, sfociavano anche il Fella e un terzo corso d'acqua proveniente da est, che scorreva ai piedi delle Prealpi Giulie (MONEGATO, 2006).

Il *conglomerato di Osoppo* (VENTURINI C., 1992; 2000) è costituito infatti da tre corpi di delta tipo-Gilbert coalescenti, i *bottomset* dei quali hanno evidenziato una flora attribuibile al Pliocene inferiore (MONEGATO, 2006), mentre sui *topset* sono state rinvenute piste di orme di mammiferi (DALLA VECCHIA & RUSTIONI, 1996; DALLA VECCHIA, 2008), fra cui *Hipparion*, genere estinto nel Pliocene. L'apparato deltizio si è formato nella fase di massima ingressione nel Bacino veneto-friulano e nelle maggiori valli messiniane che vi sboccavano, fra cui quella del Tagliamento. Il delta di Osoppo è perciò coevo con i depositi marini del tardo Zancleano dell'area veneta affioranti presso Bassano del Grappa (STEFANINI G., 1911; FAVERO & GRANDESSO, 1982), Cornuda (STEFANINI G., 1915; VENZO, 1977; RAFFI & RIO, 1978) e Vittorio Veneto (COUSIN, 1981).

I corpi conglomeratici del MON₃ e del *sintema dell'Ambiesta* sono stati notevolmente deformati ed erosi durante il Piacenziano-Gelasiano (direzione NW-SE del σ_1 locale: MONEGATO, 2006).

Successivamente il corso del Tagliamento non subì significative modificazioni, mentre l'abbondanza di corpi grossolani prossimali e l'aumento della componente carbonatica dei clasti, osservata nei depositi del *sintema di Cesclans* (Gelasiano-Calabrian), suggerisce una maggior esposizione ed un probabile sollevamento dell'area prealpina carnica. Inoltre i depositi di questo sintema, in discor-

danza angolare rispetto ai precedenti, sono caratterizzati da una deformazione con direzione del σ_1 locale NNE-SSW.

A partire dalla parte alta del Calabriano iniziarono le avanzate dei ghiacciai nelle valli alpine (MUTTONI *et alii*, 2003). Durante una fase interglaciale del Pleistocene medio si ebbe lo sbarramento della valle da parte di una frana localizzata presso Cesclans. Questa provocò la formazione di un lago, nel quale progrediva un delta ghiaioso tipo-Gilbert, il cui apice era ubicato ad est di Verzegnis. Contemporaneamente presso Braulins e Portis si formarono potenti conoidi detritici in rapporto di eteropia con l'alveo ghiaioso del F. Fella, il quale confluiva nel Tagliamento ancora presso Osoppo. Tutti questi corpi sono compresi nel *sintema di Ampezzo*.

Le tracce della Massima Espansione Glaciale (MEG) nel bacino del Tagliamento sono rappresentate dai depositi molto alterati del *sintema di Ledrania*, di età verosimilmente pleistocenica media. Nel Pleistocene medio, a causa dell'approfondimento erosivo del ghiacciaio, lo spartiacque tra Tagliamento e Fella, fino allora situato presso Amaro, fu smantellato e la valle del Lago di Cavazzo fu abbandonata dal Tagliamento. Il fiume si stabilizzò nel percorso attuale ed in questo rinnovato solco vallivo si sedimentarono i depositi fluviali del *sintema di Invillino*.

Le tracce della successiva fase di massima espansione glaciale (*sintema di Plaino*), che si rinvengono anche nella pianura pedemontana (ZANFERRARI *et alii*, 2008b; 2008d), sono conservate sui fianchi vallivi a quote superiori rispetto a quelle del Last Glacial Maximum (LGM), indicando una superficie di appoggio basale più elevata e probabilmente anche un volume maggiore dei ghiacci. In questa fase una lingua del ghiacciaio del Tagliamento, superata Forcella Ledis, scendeva lungo l'alta Val Venzonazza.

A fasi di aggradazione fluvioglaciale precedenti al LGM vanno riferiti anche i conglomerati affioranti all'interno della Val Resia appartenenti all'*unità inferiore dei bacini secondari*; in particolare il paleoalveo presente ad est di Resiutta indica che all'epoca lo sbocco della valle era posto più ad est rispetto alla posizione assunta successivamente nel LGM.

2. – EVOLUZIONE DELLA VALLE DEL TAGLIAMENTO NEL PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE

L'evoluzione geologica dell'area è meglio ricostruibile dalla parte finale del Pleistocene superiore, durante il quale si è delineato l'assetto geologico e geomorfologico di buona parte dei corpi sedimentari arealmente più diffusi ed attualmente affioranti. Quest'ultima fase evolutiva è dominata dall'espansione glaciale, avvenuta nella valle del Fiume Tagliamento durante il LGM, che ha portato al presente assetto morfologico dell'anfiteatro morenico del Tagliamento ed alla sedimentazione di depositi glaciali e di contatto glaciale all'interno del bacino.

Prima dell'avanzata del ghiacciaio LGM del Tagliamento, il fiume scorreva in un solco vallivo ad est di Osoppo, proseguendo poi verso sud, tra i colli di Buia e quello di Susans come evidente dalla morfologia del sottosuolo dell'anfiteatro morenico (ZANFERRARI *et alii*, 2008d).

Nel LGM, nel bacino del Tagliamento si sono verificate due fasi di massima espansione glaciale intervallate da una breve fase di ritiro (MONEGATO *et alii*, 2007; ZANFERRARI *et alii*, 2008d). La prima di queste due espansioni è avvenuta posteriormente ai 22.000 anni ¹⁴C BP, la seconda posteriormente ai 19.000 anni ¹⁴C BP. Esse sono rappresentate rispettivamente dai depositi glaciali e fluvio-glaciali del *subsintema di Santa Margherita* e del *subsintema di Canodusso*.

Nel settore vallivo il ghiacciaio della Val Resia era tributario di quello del Fella: i due si congiungevano presso Resutta attraverso uno sbocco vallivo ubicato poche centinaia di metri ad est dell'attuale (BATTELLO & VAIA, 1999), mentre non ci sono tracce di transfluenza del ghiacciaio del Fella più a monte, lungo la dorsale M. Staulizze - M. Posar. Anche i ghiacciai che scendevano da Plan dei Portolans e dal M. Plauris si fondevano con il ghiacciaio del Fella. Resta incerta invece la confluenza tra il ghiacciaio del Tagliamento e quello che scendeva lungo la valle del T. Faët. Dei ghiacciai della catena Chiampon - Cuel di Lanis (*unità della Val Venzonassa*) forse solo quello più occidentale si fondeva con quello del Tagliamento. Presso Montenars, la morena laterale di Cologna sbarrava la valle del T. Orvenco nella quale si formò un lago effimero ben presto riempito da depositi fluvio-glaciali e da quelli torrentizi provenienti dai versanti (MONEGATO *et alii*, 2007). Non vi sono invece tracce di un analogo lago di sbarramento glaciale in Val Tremugna ipotizzato da VENTURINI C. (2003). In questa fase i versanti non glacializzati delle catene Plauris-Musi, M. Chiampon - Gran Monte e del M. Cuarnan, furono probabilmente interessati da condizioni periglaciali con abbondante produzione di detrito, che forma, assieme ad altri depositi gravitativi, il *complesso di Monteperta*.

A partire da 18 ka ¹⁴C BP il ghiacciaio del Tagliamento incominciò il suo ritiro, preceduto da alcune brevi avanzate testimoniate dalla costruzione di cerchie moreniche interne nell'anfiteatro (*subsintema di Remanzacco*). In questa fase le acque di ablazione defluivano utilizzando esclusivamente i percorsi dei quattro principali scaricatori fluvio-glaciali della fase precedente (Tagliamento, Corno, Cormòr, Torre). In particolare, nel settore occidentale della piana fluvio-glaciale, costruita dallo scaricatore principale, l'alta pianura subì una profonda incisione. In seguito, con l'ulteriore ritiro del ghiacciaio, gli scaricatori del Corno, Cormòr e Torre non hanno più ricevuto i contributi delle acque di fusione, il cui corso si è definitivamente impostato attraverso la stretta di Pinzano. Durante la fase di ritiro del ghiacciaio, nel Campo di Osoppo si formò un lago proglaciale i cui sedimenti sono stati intercettati dal sondaggio CARG-FVG 6 "Col Vergnal" (Fig. 75).

Più internamente, durante la fase di ritiro, con la fronte del ghiacciaio localizzata a valle di Venzone, si staccò una frana probabilmente dalle pareti orientali del M. San Simeone che si accumulò sul ghiacciaio stesso, il quale traspor-

tò gli enormi blocchi calcareo-dolomitici solo qualche centinaio di metri più a valle, abbandonandoli al centro dell'incisione valliva.

Durante la fase di collasso della massa glaciale si ebbe anche la rapida incisione delle valli tributarie, il cui livello di base era costituito dalla superficie della massa glaciale stessa, con formazione di profonde gole come ad esempio quella delle Chianevate presso Cavazzo Carnico. Le concrezioni che la ricoprono sono state datate con il metodo U/Th a 9.900 ± 300 anni BP (C. SPÖTL, Università di Innsbruck, comunicazione personale); ciò suggerisce che la completa formazione della gola risale alla parte finale del Pleistocene.

Con il definitivo ritiro dei ghiacciai, iniziò la fase postglaciale e si delineò l'assetto geomorfologico attuale. In questo periodo, a partire da circa 10 ka cal BP si ebbe un'aggradazione dell'alveo del Tagliamento, in particolare nel settore del Campo di Osoppo (*sintema del Po*) e degli ampi conoidi torrentizi dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo e di Venzone, nonché i conoidi di Pioverno, di Gemona e di Artegna.

Nel settore dell'anfiteatro morenico si sviluppò un reticolo minore; nelle basure si formarono alcuni bacini lacustri e paludi che si evolsero in torbiere, attive fino alle bonifiche avvenute negli ultimi secoli (DE GASPERI, 1914; FERUGLIO, 1929b).

3. – EVOLUZIONE DELLA VALLE DEL T. TORRE E DEI SUOI TRIBUTARI

La valle del T. Torre si sviluppa a sud della dorsale dei Musi, attraversando la dorsale Chiampon - Gran Monte arrivando poi in pianura presso Tarcento, dopo aver inciso con una profonda gola il massiccio carbonatico della Bernadia. È presumibile che l'andamento est-ovest dell'allineamento Val Mea - Val Venzonassa costituisse un antico solco vallivo catturato dall'erosione risaliente del Torre durante il Pleistocene (GAROFALO, 1985).

Allo sbocco vallivo presso Tarcento il Torre formò la complessa successione del *sintema di Erba*, che rappresenta una fase importante di aggradazione del conoide del Torre, i cui depositi lacustri conservati in destra idrografica rappresentano ciò che rimane di un antico lago. Secondo FERUGLIO (1953) il lacustre costituisce la base dei depositi conglomeratici. Al *top* del *sintema di Erba* è presente un suolo molto sviluppato, localmente contenente clasti residuali del bacino del Tagliamento; il grado di evoluzione pedogenetica indicherebbe una deposizione della successione precedente a quella del *sintema di Plaino* nel bacino del Tagliamento.

L'attuale tributario del Torrente Torre, il T. Cornappo, subì una fase di aggradazione in un periodo precedente l'LGM (*unità inferiore dei bacini secondari*); questa aggradazione "locale", verificatasi in una fase nella quale era presente nel bacino una copertura forestale a latifoglie, potrebbe essere legata ad una maggior produttività dei bacini in corrispondenza di una fase di sollevamento dell'area dei Colli Orientali; in alternativa si può ipotizzare un peggioramento climatico che però non è evidente nei settori limitrofi.

Dati geofisici e stratigrafie di sondaggi geognostici (BRAMBATI *et alii*, 1980b) indicano che, anteriormente al LGM, il Torre, una volta oltrepassata la soglia di Tarcento, proseguiva in un solco vallivo verso ovest e confluiva nel Tagliamento a nord dei colli di Buia.

La dorsale Chiampon - Gran Monte è stata interessata da avanzate dei ghiacciai locali anche prima del LGM, come indicano i depositi del *sintema di Tapou*; questa avanzata glaciale si spingeva nella valle del Torre fino a Pradielis (DESIO, 1926; FERUGLIO 1953). L'ipotesi di transfluenze del ghiacciaio del Tagliamento attraverso Forcella Musi (GORTANI, 1959; VENTURINI C., 2003) e del ghiacciaio dell'Isonzo attraverso il Passo di Tanamea (FERUGLIO, 1953), ipotesi avanzata sulla base dello spessore presunto dei ghiacciai di almeno 1000 m, non è supportata dalla presenza di litologie *marker* appartenenti a questi due bacini nei depositi delle unità presenti in Val Torre.

Durante il LGM una serie di ghiacciai locali scendeva sul versante nord del Cuel di Lanis - Postoucicco (Fig. 6), formando una cerchia ben visibile presso Casera Tacia (*unità della Val Venzonassa*); i relativi depositi fluvioglaciali si sedimentavano a valle, sbarrati a sud dal ghiacciaio del Tagliamento.

Nell'Olocene alcune frane provocarono lo sbarramento temporaneo della valle e la formazione di bacini lacustri. Il primo era localizzato a Tanataviele, provocato da una frana che sbarrava la valle in corrispondenza delle sorgenti del Torre.

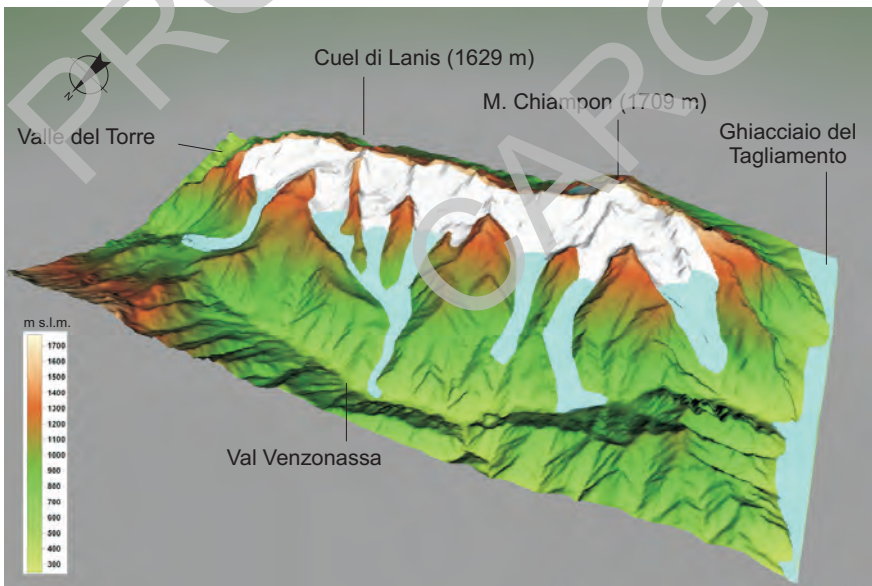


Fig. 6 - DTM interpretativo dei ghiacciai presenti sul versante settentrionale della catena Chiampon - Cuel di Lanis durante il LGM.

Il lago si mantenne in questa posizione da circa 8.300 anni BP (CAVALLIN & MARTINIS, 1986) a circa 4.000 anni BP (GAROFALO & PUGLIESE, 1990). Il secondo era localizzato a Vedronza (MARINELLI, 1902; FERUGLIO, 1953) ed è stato sbarrato da una frana all'interno della forra a sud di Vedronza. Il piccolo bacino lacustre perdurò per circa 2000 anni, da 5.600 a 3.500 a BP.

4. – CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI

4.1. – BACINO DEL FIUME TAGLIAMENTO

Il Fiume Tagliamento è il maggiore corso d'acqua della regione friulana. L'alto bacino idrografico montano è diviso nei due sottobacini principali rappresentati dal tratto superiore del F. Tagliamento e dal F. Fella, i quali confluiscono all'altezza di Amaro. Nel complesso il bacino idrografico montano del Tagliamento ha un'estensione di circa 2.300 kmq calcolati alla sezione di chiusura di Pinzano e rientra nelle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie.

Lo spartiacque separa il bacino montano del Tagliamento dai bacini dell'Arzino e del Meduna a sud, del Cellina e del Piave ad est, dei fiumi Gail e Sava Dolinka (affluenti del F. Drava, bacino del Mar Nero) a nord, dell'Isonzo e del Torre a est.

La parte di bacino compresa nelle Alpi Carniche e Giulie si sviluppa principalmente a quote superiori ai 1.500 m s.l.m.; la linea spartiacque è posta a quote mediamente superiori ai 2.000 m, raggiungendo la sua massima elevazione in corrispondenza dei massicci del M. Cogliàns (2.780 m s.l.m.) e del Jôf di Montasio (2.753 m s.l.m.). L'elevazione del bacino e dello spartiacque diminuiscono nella parte ricadente nella zona prealpina.

La morfologia dell'alto bacino del Tagliamento e la presenza di ciottoli esotici di rocce cristalline (serpentiniti, gneiss, granitoidi) nei depositi glaciali e fluvio-glaciali del Tagliamento testimoniano che il ghiacciaio tilaventino, nella zona del M. Peralba e del Passo della Mauria, e lungo lo spartiacque nelle Alpi Carniche, comunicava rispettivamente con quelli del Piave e del Gail. Alla notevole estensione dell'area corrisponde anche una grande variabilità nella composizione litologica dei depositi alluvionali, fatto questo che rende i depositi legati al Tagliamento facilmente distinguibili da quelli degli altri corsi d'acqua della regione. Le litologie più caratteristiche sono quelle paleozoiche sia del basamento metamorfico delle Alpi Carniche occidentali (formazioni *della Val Visdende e di Fleons, metaconglomerato di Cima Vallona*, marmi silurici e devonici) sia sequenze carbonifere terrigene e vulcaniche e vulcanoclastiche della catena Paleocarnica (Formazione dell'Hochwipfel e Fm. del Dimon) e terrigene permo-carbonifere (Conglomerato di Sesto, Arenaria di Val Gardena, Formazione di Bombaso e Fm. di Meledis). Ai litotipi di tali unità, i quali costituiscono circa il 10% dello spettro compositivo, vanno aggiunti quelli carbonatici, che sono prevalenti (dolomie triassiche chiare e permo-triassiche scure organiche, calcari bioclastici giurassi-

co-cretacici, calcari micritici triassici e giurassico-cretacici, spesso selciferi). Completano lo spettro varie litologie terrigene sia mesozoiche che terziarie comuni ad altri bacini della regione (GORTANI & DESIO, 1927; FERUGLIO, 1929b; COMEL, 1955; ASSERETO *et alii*, 1968; BRAGA *et alii*, 1971; CARULLI *et alii*, 2000a; VENTURINI C., 2002).

4.2. – BACINO DEL TORRENTE TORRE

Il bacino idrografico del T. Torre ha un'estensione di circa 169 kmq calcolati alla sezione di chiusura di Zompitta. L'estensione calcolata comprende il bacino idrografico montano dell'alta valle del Torre con chiusura a Tarcento (90 kmq), il bacino idrografico montano del T. Cornappo con chiusura a Nimis (66 kmq) e la parte di bacino scolante dall'anfiteatro morenico del Tagliamento a monte della chiusura di Zompitta (13 kmq). Lo spartiacque che divide il bacino montano del Torre da quelli del Tagliamento, dell'Isonzo, del Natisone e del Malina raggiunge la sua massima elevazione nel settore settentrionale, sulle cime dei Monti Musi (1878 m s.l.m.), mentre si mantiene a quote comprese tra 300 e 1700 m s.l.m. negli altri settori.

Il substrato roccioso nel bacino montano del T. Torre è costituito in parti presoché equivalenti da rocce terrigene (appartenenti alle successioni torbiditiche terziarie che sono diffuse nella parte centrale e meridionale del bacino) e da rocce carbonatiche (dolomie e calcari triassici, calcari micritici e bioclastici giurassici e cretaccio-paleogenici).

4.3. – BACINI SECONDARI

Il Rio Landaia-Ambiesta è un affluente di destra del Tagliamento. Nasce dal versante settentrionale del M. Verzegnis e scorre poi verso est attraversando la potente fascia cataclastica affiorante in prossimità del Lago di Verzegnis. Le rocce affioranti nel bacino sono esclusivamente carbonatiche appartenenti alla successione mesozoica, dalla *Dolomia di Forni* fino alla Formazione di Fonzaso (CARULLI *et alii*, 2000a).

Il Rio Predaia-Faèit è affluente di destra del Tagliamento. Nasce a Sella Chianzutan e scende verso est sfruttando un'antica linea di deflusso dello stesso Tagliamento; il rio taglia poi la dorsale conglomeratica a monte di Cavazzo Carnico, superata la quale forma un piccolo conoide alluvionale alla confluenza con il Tagliamento. Durante il LGM era presente un ghiacciaio locale che raccoglieva le lingue glaciali che scendevano dalla dorsale Piombada-Piciat e dal versante sud-orientale del M. Verzegnis.

Le rocce affioranti nel bacino sono esclusivamente carbonatiche appartenenti alla serie mesozoica, dalla *Dolomia di Forni* fino alla Scaglia Rossa (CARULLI *et alii*, 2000a).

Il **Torrente Resia** nasce dalle pendici occidentali del M. Canin ed ha un corso che si sviluppa per circa 20 km verso WNW fino alla confluenza con il F. Fella presso Resiutta. Il bacino, le cui dimensioni sono di circa 107 kmq, è asimmetrico in quanto a valle di Stolvizza i principali tributari (Rio Barman, Rio Nero, Rio Resartico e Rio Serai) si trovano tutti in sinistra. Il bacino è costituito litologicamente da successioni mesozoiche, in modo particolare da dolomie e calcari del Triassico superiore, ben esposti nel massiccio del M. Canin, la maggior elevazione del bacino (2587 m s.l.m.) e dai calcari giurassici del versante nord della catena dei M. Musi. Durante le fasi glaciali numerosi ghiacciai scendevano dalle valli tributarie e dal massiccio del M. Canin.

Il **Torrente Venzonassa**, affluente di sinistra del Tagliamento presso Venzone, nasce a Forcella Musi e si snoda per circa 9 km con direzione circa E-W. Il bacino si sviluppa nella porzione occidentale delle Prealpi Giulie per circa 38 kmq ed è situato tra la dorsale M. Cervada - M. Plauris - M. Lavara - M. Cadin a nord e la dorsale M. Chiampon - Cuel di Lanis a sud. L'intero bacino è impostato in rocce prevalentemente carbonatiche appartenenti alla successione mesozoica, dalla Dolomia Principale fino al *Flysch della Valle Ucea*.

Il **Torrente Melò**, affluente di destra del Tagliamento presso Peonis, raccoglie le acque dei torrenti Leale, Palar e Corgnul oltre che quelle in uscita dal Lago di Cavazzo. Il bacino raggiunge i 76 kmq e si sviluppa nel settore orientale delle Prealpi Carniche. Le rocce affioranti sono prevalentemente carbonatiche della successione mesozoica, dalla Dolomia Principale alla *Scaglia Rossa Friulana*.

Il **Fiume Ledra**, affluente di sinistra del Tagliamento presso Cimano, ha un bacino montano di circa 90 kmq formato principalmente da quelli dei suoi affluenti principali, il T. Vegliato ed il T. Orvenco, i quali drenano il margine sud-occidentale delle Prealpi Giulie. Questi corsi d'acqua, assieme al Rio Petri, formano una serie di conoidi alluvionali tra Gemona del Friuli ed Artegna. Le rocce affioranti sono rappresentate da carbonati del Triassico superiore - Cretacico e dal *flysch del Grivò*. Lungo il suo percorso sinuoso nel Campo di Osoppo, il F. Ledra riceve le abbondanti acque di risorgiva che vengono a giorno in questo lembo di pianura. Confluiscono inoltre nel Ledra anche piccoli corsi d'acqua che drenano il settore settentrionale dell'anfiteatro morenico tilaventino.

Il **Torrente Urana-Soima-Cormòr** nasce dalle bassure dell'anfiteatro morenico del Tagliamento presso Urbignacco, defluendo verso sud fino alla confluenza con il T. Soima presso Ara. Il T. Soima ha origine alle pendici meridionali del M. Faèit, dove porta il nome di T. Urana, incidendo i rilievi in *flysch del Grivò* ed in *marne e arenarie di Savorgnano* fino allo sbocco presso Tarcento. Qui un tempo disperdeva le sue acque nelle torbiere di Bueriis, dalle quali defluiva il T. Soima. In seguito alle sistemazioni idrauliche avvenute agli inizi del '900 (BIASIUTTI *et alii*, 1914) il corso d'acqua scorre in un alveo artificiale nel tratto tra Tarcento e Collalto. Alla confluenza tra i due il corso d'acqua mantiene il nome di T. Cormòr, da qui incide il settore esterno dell'anfiteatro fino allo sbocco presso Tavagnacco.

Il **Torrente Cornappo** è un importante affluente del T. Torre nel quale confluisce poco a sud di Nimis. Se si considerano anche i suoi affluenti Rio Montana e Torrente Lagna, il bacino montano del Cornappo ha estensione e composizione litologica dei clasti confrontabili con quelle del Torre. All'uscita dalla stretta forra di Torlano, alla confluenza con il T. Lagna ed il Rio Montana, il T. Cornappo ha costruito la piana alluvionale di Nimis, che in seguito è stata profondamente incisa.

PROGETTO
CARG

V – STRATIGRAFIA

1. – SUCCESSIONE TRIASSICA (*D. Masetti, M. Ponton, A. Zanferrari*)

Le rocce del Triassico superiore, in particolare la Dolomia Principale e il *calcare del Dachstein*, costituiscono buona parte degli affioramenti dei settori settentrionale e centrale del Foglio. I problemi connessi alla suddivisione in unità litostratigrafiche della successione triassica nel Sudalpino orientale, alla loro correlazione tra le varie regioni e alla revisione nomenclaturale sono particolarmente complessi e ancora non del tutto risolti. In questa sede essi vengono affrontati solo parzialmente, in quanto nell'area del Foglio le unità del Ladinico e del Carnico affiorano in modo subordinato e incompleto, coordinandosi con i fogli 029 "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007) e 046 "Longarone".

Nell'area del Foglio i terreni del Carnico presentano le caratteristiche peculiari di tutta la Carnia centrale, specie per quanto riguarda la *formazione della Val Degano* (o "calcari scuri stratificati" *Auct.*), la prima unità che segue la *formazione dello Sciliar*. Le due successive unità (formazioni di *Heiligkreuz* e di *Travenanzes*) presentano caratteri riconducibili facilmente sia alle unità affioranti nelle Dolomiti sia, in parte, anche a quelle delle Alpi Giulie ("Gruppo di Raibl" *Auct.*).

1.1. – FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI)

Questo termine formazionale sostituisce quello di "Dolomia dello Schlern" utilizzato da ASSERETO *et alii* (1968) e PISA (in BRAGA *et alii*, 1971); è qui utilizzato, in analogia con il Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007), per indicare un corpo di dolomie che, al pari dell'omonima unità delle Dolomiti occidentali, rappresenta una successione di piattaforma carbonatica coeva della *for-*

mazione di Livinallongo, che si depositò nelle aree bacinali adiacenti. Rispetto alla classica successione delle Dolomiti occidentali, la *formazione dello Sciliar* sembra caratterizzata nell'area carnica da spessori minori e da un maggior sviluppo di facies peritidali nella parte superiore della formazione.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Nel settore NW del Foglio (basso bacino del T. Malassa - Ponte Avons) sono state riferite alla SCI dolomicriti da bianche a grigie ben stratificate in strati da pluridecimetrici a metrici, caratterizzate da chiare evidenze peritidali. Sono infatti presenti alternanze cicliche in cui unità inter-sopratidali, contenenti *bird's-eye*, *teepee*, *sheet crack* a cementi vadosi marini microstalattitici, sono intercalate a dolomicriti bioturbate di ambiente subtidale. Sono presenti anche intercalazioni millimetriche di peliti giallastre.

La porzione superiore della formazione è attraversata da filoni sedimentari riempiti da materiale pelitico residuale grigio-verdastro e/o da marne provenienti dai sovrastanti calcari della *formazione della Val Degano*. Ciò è verosimilmente riconducibile alla fase di emersione del tetto della piattaforma dello Sciliar documentata da SLEJKO F.F. *et alii* (2002) a Sauris ed in altre località della Carnia.

Rapporti stratigrafici. La base dell'unità non affiora; il passaggio stratigrafico alla *formazione della Val Degano*, di tipo disconforme pochi km più a nord, non è qui conservato in quanto tettonizzato.

Età. L'unità, di cui affiorano in modo limitato solo i termini superiori, è riferita al Ladinico.

Ambiente deposizionale. Sulla base dei modelli ambientali proposti per questa unità nelle Alpi Carniche e nelle Dolomiti occidentali, l'ambiente deposizionale è riferibile ad un articolato sistema di piattaforme carbonatiche circondate da bacini più o meno profondi. Nella parte interna delle piattaforme si aprivano piane peritidali.

Dominio paleogeografico. Si assegna provvisoriamente l'unità, in modo dubitativo per mancanza di dati nei settori a N e a NE del Foglio, alla Piattaforma carbonatica giuliana (*sensu* BUSER, 1989).

Unità strutturale. Unità Oseacco.

1.2. – FORMAZIONE DELLA VAL DEGANO (DEG)

È stata così denominata informalmente (VENTURINI C., 2002) una successione prevalentemente calcarea conosciuta in letteratura come "calcari scuri stratificati" (PISA, 1972), il cui stratotipo è ubicato lungo la bassa Val Degano a sud di Ovaro, a pochi km dal margine settentrionale del Foglio. Nel Foglio 4°-13 - M. Cavallino-Ampezzo (BRAGA *et alii*, 1971) PISA comprendeva questa unità assieme alle altre di età carnica nel "Gruppo di Raibl", istituito da ASSERETO *et alii* (1968) nelle Alpi Giulie, dove però la successione presenta caratteristiche decisamente diverse anche se in buona parte correlabili. Assieme alla Dolomia Cassiana e alla "formazione di Dürrenstein" (ora di *Heiligkreuz*) la successione costituiva, per il

comparto della Carnia, il “Gruppo Infraraibliano” proposto da PISA *et alii* (1980).

Nel Foglio 4^c-13 - M. Cavallino-Ampezzo era stata fatta una netta distinzione tra “... calcari scuri o nerastri, in strati o banchi, spesso selciferi, con esigue intercalazioni marnose...”, che rappresentano la facies prevalente dell’unità, ed un’altra facies descritta come “... calcari neri o grigio-scuro, ben stratificati, inferiormente fittamente laminati e fissili, intercalati irregolarmente a marne laminate nere...”. Effettivamente, nei settori a nord del Foglio si distinguono nettamente zone dove prevalgono ora una facies ora l’altra.

Nel Foglio la *formazione della Val Degano* affiora solamente nel settore NW, spesso con cattiva esposizione e in affioramenti tettonizzati.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta generalmente di micriti e calcareniti finissime grigio scure o nere in strati da 2 a 20 cm di spessore, spesso laminati, con giunti paralleli prevalentemente piani separati da livelli (da 1 a 10 cm) di marne calcaree grigie e peliti nerastré (Fig. 7). La laminazione millimetrica piano-parallela, talora convoluta, che caratterizza i livelli calcarei e che origina una certa fissilità, potrebbe essere interpretata come generata da flussi trattivi supercritici (intervallo b della sequenza di Bouma) prodotti da eventi di risedimentazione di tipo torbido. Sono talora presenti *slump*.



Fig. 7 - Formazione della Val Degano: micriti grigiastre con livelli di peliti nere.

I calcari presentano una discreta quantità di materia organica che si concentra in particolare nelle lamine millimetriche più scure e nelle peliti di interstrato. All'interno dei calcari, nella porzione superiore della successione affiorante, si intercalano due livelli di areniti verdi: uno di 4,5 m, ruditico alla base, e uno di areniti più fini di circa 2 m. Nel primo caso si tratta di arenarie grossolane mal classate costituite da litoclasti vulcanici sia acidi che basici, metamorfici e carbonatici e da abbondanti minerali clastici (prevalenti plagioclasti e subordinati quarzo e biotite cloritizzata), nonché locali accumuli di minerali pesanti (prevalenti zirconi) (DE MIN, com. pers.). I litoclasti vulcanici deriverebbero dallo smantellamento di edifici vulcanici e dalle vulcanoclastiti del Ladinico.

Lo spessore della successione affiorante nel Foglio si aggira sui 50 m.

Rapporti stratigrafici. Generalmente questa formazione è trasgressiva sulla *formazione dello Sciliar* e giace in disconformità su una superficie di emersione (SLEJKO F.F. *et alii*, 2002). Nel Foglio i contatti stratigrafici della successione sono tettonizzati sia al letto, con dolomie chiare riferite alla *formazione dello Sciliar*, sia al tetto, con argilliti, arenarie e siltiti della *formazione di Heiligkreuz*.

Fossili. Nella successione affiorante si rinvencono sporadici livelli a bivalvi, mentre non sono stati osservati i caratteristici livelli ricchi di *Myophoria kefersteini*, tipici dei "calcari scuri" della Carnia.

Età. Carnico inferiore (Julico *p.p.*). Da PISA (1972; 1974) l'unità fu riferita al Carnico medio per le associazioni a bivalvi. In Val Dogna (Alpi Giulie), al di sopra del paleosuolo al tetto della *formazione dello Sciliar* affiorano dolomie scure e livelli pelitici neri ["Dolomia del Rio Terra Rossa" di JADOUL *et alii* (2002) e di PRETO *et alii* (2005)], che sono riconducibili a questa unità e attribuiti alla parte finale del Ladinico o al Carnico basale per la presenza di *Pseudofurnishius murcianus murcianus*. Nel Foglio 031 "Ampezzo" (VENTURINI C. (coord.), 2009) la formazione è attribuita al Ladinico sup. - Carnico inf.

Ambiente deposizionale. Litofacies e contenuto fossilifero di questa unità affiorante in aree vicine suggeriscono che l'ambiente deposizionale della *formazione della Val Degano* vada riferito a fondali mediamente tranquilli e protetti, posti sotto la base d'onda normale ma raggiunti da eventi di tempesta (MASETTI *et alii*, 2000). La scarsa ossigenazione di questi fondali, verosimilmente da mettere in relazione con una circolazione ristretta, è testimoniata dal loro colore scuro e dall'elevato contenuto in sostanza organica.

Slump e strutture torbiditiche, che caratterizzano alcune aree di affioramento, suggeriscono la locale esistenza di maggiori profondità deposizionali e di gradienti batimetrici. Ne consegue che, per analogia con quanto segnalato in aree vicine, queste facies torbiditiche (calcareni laminate scure ed areniti ibride) rappresentano il riempimento di *graben* in rapido approfondimento, generati dall'attività di faglie distensive (CARULLI *et alii*, 2003; VENTURINI C. *et alii*, 2009).

Dominio paleogeografico. Si assegna provvisoriamente l'unità, in modo dubitativo per mancanza di dati nei settori a N e a NE del Foglio, alla Piattaforma carbonatica giuliana (*sensu* BUSER, 1989).

Unità strutturale. Unità Oseacco.

1.3. – FORMAZIONE DI HEILIGKREUZ (HKS)

L'unità è caratterizzata da una notevole variabilità litologica sia laterale che verticale, fatto che ha determinato il succedersi nel tempo di una serie di nomenclature e definizioni anche contrastanti fra loro e di uso solo locale. Nel Foglio "Gemona" essa è intesa come nel Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007). In quest'ultimo la formazione ha le caratteristiche e il significato riportati in KEIM *et alii* (2001), che riprendono il termine introdotto in WISSMANN & MÜNTER (1841) per la successione affiorante ad Heiligkreuz/Santa Croce in Val Badia (Sudtirolo). In tale area KOKEN (1913) descrisse come "Heiligkreuz Schichten" l'unità poi ripresa da BOSELLINI (1965a, b) come "strati di Santa Croce". Secondo questa accezione essa corrisponde alla "Formazione di Dürrenstein" *p.p.* di PISA *et alii* (1980), i quali avevano esteso il termine, originariamente riservato da PIA (1937) solo al litosoma dolomitico, a tutta una successione di depositi carbonatico-terrigeni di piattaforma e di rampa che costituiscono una sequenza deposizionale tipica delle Dolomiti e della Carnia. La "Formazione di Dürrenstein" con questo taglio è stata descritta da DELFRATI *et alii* (2000).

Nel Foglio l'unità affiora in modo discontinuo e limitato nel settore NW, a sud di Tolmezzo, e in quello NE presso Ovedasso.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Nell'area carnica la formazione è costituita da una complessa alternanza delle seguenti litologie, così come descritte da PISA (1972): arenarie violette, calcari e marne, calcari e dolomie stratificati, dolomie cristalline massicce.

Nel settore NW del Foglio affiorano arenarie e siltiti violette quarzoso-feldspatiche, calcari micritici e marne e, infine, doloareniti stratificate e massicce. Presso Ovedasso, dove è stata realizzata la sezione di Fig. 8, affiora solo la metà superiore della successione (Fig. 9). Essa inizia con circa 10 m di areniti ibride verdastre e doloareniti in strati pluridecimetri, alternate a peliti e siltiti verdi bioturbate. Le areniti sono composte da clasti litici carbonatici, vulcanici e quarzitici, nonché da quarzo e plagioclasti con abbondante glauconite. In certi livelli si notano bioclastiti grossolane e gli strati appaiono amalgamati a denotare eventi di tempesta. Verso l'alto compaiono anche strati più calcarei debolmente nodulari e bioclastici alternati a siltiti o a marne. Nei livelli marnosi e siltosi si rinvencono frammenti di vegetali genericamente riferiti a coniferali. Seguono circa 8 m di alternanze di strati ondulati calcarei grigio-scuri via via più sottili (da 50 a 15 cm) e marne calcaree decimetriche; i calcari sono *wackestone-packstone* bioclastici, talora *grainstone* con crinoidi e livelli a bivalvi.

Il passaggio alle doloareniti sovrastanti è netto: esse vanno a costituire un corpo carbonatico massiccio potente circa 30 m, ben evidente dal punto di vista morfologico (Fig. 9). Tale litosoma si può seguire, con spessori tra 50 m e 5 m, dalla zona di Cave del Predil/Raibl attraverso tutta la Carnia fino alla zona di Forni di Sopra. Nella sezione di Ovedasso esso è composto per i 2/3 inferiori da strati di 20-40 cm di dolomie microcristalline e doloareniti biancastre senza evidenti strutture. Nella parte restante esso è formato da doloareniti

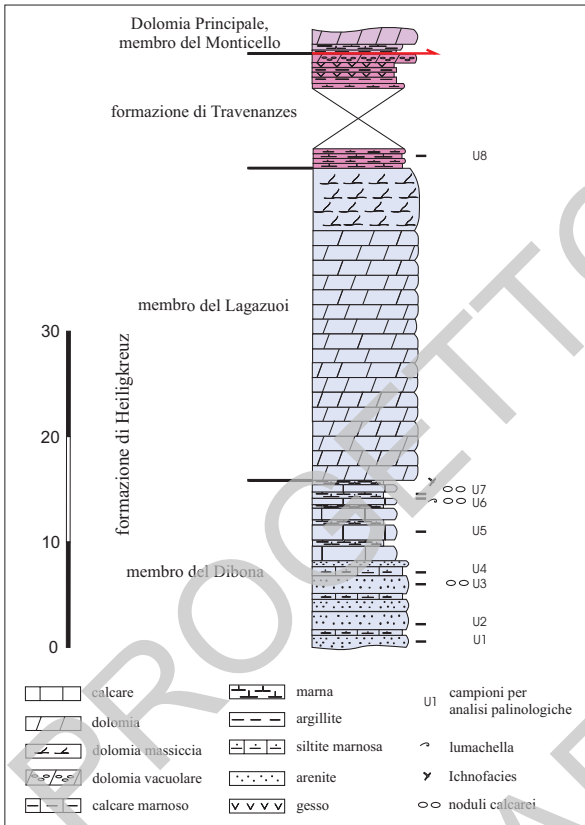


Fig. 8 - Sezione stratigrafica della parte superiore della formazione di Heiligkreuz, affiorante a Ovedasso (Rio Uerc). Le sigle da U1 a U8 si riferiscono ai campioni analizzati per determinazioni palinologiche. Il membro del Lagazuoi è stato denominato localmente “dolomia della Portella” oppure “orizzonte di Dordolla”; analogamente, al membro del Dibona corrisponde la “formazione di Tor” oppure la “fm. di Chiampees”.

in grossi banchi o massicce con vacuoli centimetrici allineati in livelli orizzontali; quando la dolomitizzazione è meno spinta si osservano livelli di calcareniti bioclastiche.

Correlazioni con le altre unità dell'area dolomitica e carnica. La successione formata dalle arenarie, siltiti, marne e dai calcari con bioclastiti corrisponde alla “formazione di Tor” delle Alpi Giulie, alla “formazione di Chiampees”, affiorante nella vicina Val Aupa (CARULLI *et alii*, 1987) e, per l'area dolomitica, alle “areniti del Dibona” (BOSELLINI *et alii*, 1982). Quest'ultima unità ha ora assunto il rango di *membro del Dibona* nella cartografia ufficiale italiana (NERI *et alii*, 2007).

Il massiccio banco arenitico calcareo-dolomitico sommitale corrisponde all'“orizzonte di Dordolla” della Val Aupa (CARULLI *et alii*, 1987) e alla “dolomia della Portella” (PRETO *et alii*, 2005) delle Alpi Giulie occidentali. In Dolomiti, e nella cartografia ufficiale italiana, esso corrisponde al *membro del Lagazuoi* che

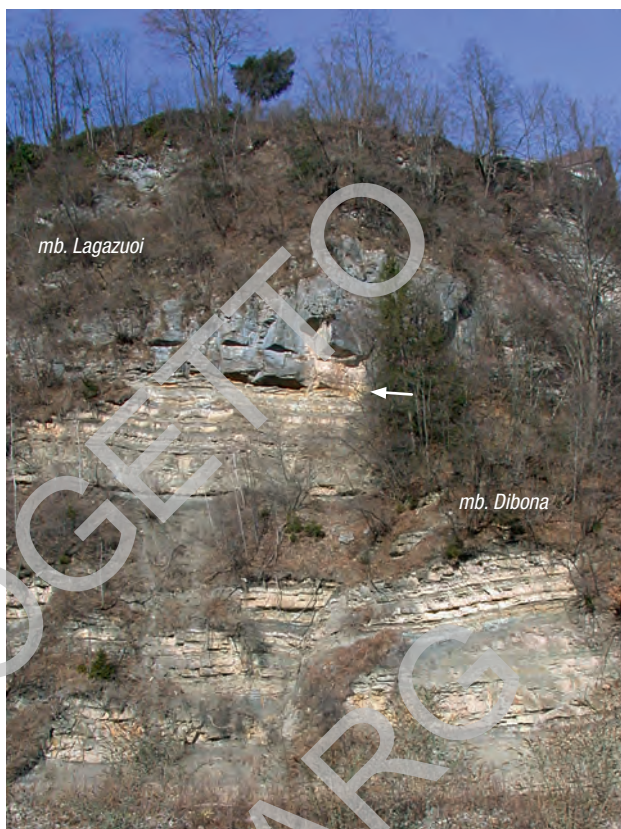


Fig. 9 - Formazione di Travenanzes: membro del Lagazuoi e parte del membro del Dibona nella sezione di Ovedasso. La freccia indica il limite fra i due membri.

chiude la *formazione di Heiligkreuz* (NERI *et alii*, 2007). Nel Foglio “Gemona” non è stato possibile adottare tale suddivisione in membri a causa della discontinuità e della modesta estensione degli affioramenti.

Rapporti stratigrafici. Nell’area del Foglio la base non è osservabile. Al tetto, al di sopra del banco dolomitico compaiono le siltiti, argilliti e marne varicolori alternate a dolomie chiare della *formazione di Travenanzes*.

Fossili. Frequenti sono i livelli a bivalvi. Nella sezione di Ovedasso due campioni prelevati nelle marne sottostanti al banco dolomitico sommitale (Fig. 8) hanno restituito le seguenti associazioni palinologiche:

- campione U4: *Aratrisporites paraspinosus*, *Duplicisporites granulatus*, *Enzonalasporites tenuis*, *Haberkornia parva*, *Klausipollenites staplinii*, *K. schaubergeri*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Patinasporites densus*, *Pseudoenzonalasporites summus*, *Todisporites major*, *Vallasporites ignacii*, *Cymatio-sphaera* sp., *Deltoidospora* sp., *Lunatisporites* sp.;

- campione U7: *Abietinaepollenites bujaki*, *Aratrisporites scabratus*, *Camerosporites secatus*, *Duplicisporites granulatus*, *D. continuus*, *Patinasporites densus*, *Samaropollenites speciosus*, *Vallasporites ignacii*.

Età. Le associazioni palinologiche sopra riportate datano la parte superiore della formazione al Carnico, precisamente allo Julico superiore - Tuvalico inferiore.

Ambiente deposizionale. Piana tidale carbonatico-terrigena, laguna. L'unità rappresenta una sequenza deposizionale di terzo ordine con depositi trasgressivi prevalentemente terrigeni, all'inizio seguiti da una loro progressiva sostituzione a favore di un aumento dei depositi carbonatici. La successione si chiude con una fase di *highstand* rappresentato dalle dolomie sommitali.

Dominio paleogeografico. Si assegna provvisoriamente l'unità, in modo dubitativo per mancanza di dati nei settori a N e a NE del Foglio, alla Piattaforma carbonatica giuliana (*sensu* BUSER, 1989).

Unità strutturale. Unità Oseacco.

1.4. – FORMAZIONE DI TRAVENANZES (TVZ)

Unità pelitica, gessosa e dolomitica corrispondente a quella conosciuta nelle Dolomiti e zone contermini come "Formazione di Raibl", denominazione informale entrata in uso negli anni '90 (DE ZANCHE *et alii*, 1993; NERI & STEFANI M., 1998) e considerata nell'accezione di PISA *et alii* (1980). Questi Autori hanno proposto il termine di "Gruppo di Raibl" per descrivere la parte superiore dei "Raibler Schichten" (o "Strati di Raibl") di HAUER (1857) e di RICHTOFEN (1860). In realtà il termine di "gruppo" era stato introdotto da ASSERETO *et alii* (1968) nel Tarvisiano con un taglio stratigrafico ben più ampio a comprendere unità di tutto l'intervallo del Carnico, fra le quali non sono presenti le litofacies tipiche qui contemplate. Per porre fine alla oggettiva confusione e alle contraddizioni che nel tempo si sono create, viene utilizzato anche qui, come nel Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007), il termine di *formazione di Travenanzes* corrispondente alle "argilliti di Travenanzes" di BOSELLINI *et alii* (1996).

La successione rappresenta l'ultima sequenza deposizionale del Carnico e viene messa in relazione alle facies germaniche del "Gypsum Keuper" (PIA, 1937; PISA *et alii*, 1980).

L'unità affiora solo nel settore settentrionale del Foglio, sempre con fortissima tettonizzazione (Figg. 10, 11, 84, 86 e 86a; 87) in quanto si trova alla base del sovrascorrimento di Resia.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. In Carnia – e nell'area dal Foglio con meno regolarità ed evidenza a causa della pervasiva tettonizzazione – l'unità inizia generalmente con siltiti e argilliti in prevalenza rosse, ma anche grigio scure specie alla base, e verdastre con lenti di arenarie. In queste litologie si intercalano livelli centimetrici di dolomicriti, cui seguono prevalenti gessi biancastri o rosa con livelli argillosi e dolomitici (Fig. 10). Talora i gessi sono fitamente alternati con le argilliti siltose già alla base dell'unità. Essa termina con



Fig. 10 - Formazione di Travenanzes: lenti e brandelli di gessi in dolomie finemente cataclastiche ribrecciate (Val Resia).



Fig. 11 - Dolomie vacuolari al tetto della formazione di Travenanzes (Cavazzo Carnico.).

un orizzonte di dolomie vacuolari grigiastre (Fig. 11), anche con clasti centimetrici di marne, organizzato in corpi massicci metrico-decamentrici.

In tale litosoma, di evidente origine tettonica, sono dispersi pacchi di strati da sottili a molto sottili di dolomie e di marne dolomitiche bianco-grigiastre o giallastre, relitti meno deformati della originaria successione sommitale di TVZ.

Lo spessore originario dell'unità, un orizzonte di scollamento tettonico regionale con intense deformazioni interne, non è valutabile. In Val Resia si possono indicare un paio di centinaia di m come spessore apparente.

Età. Carnico Superiore *p.p.* (Tuvalico *p.p.*). In passato, la TVZ dell'area carnico-dolomitica era ritenuta di generica età carnica (SELLI, 1963; SEMENZA & LARGAIOLLI, 1966). Sulla base dei rapporti stratigrafici è stata poi riferita al Carnico Superiore da CARLONI & GHIRETTI (1966), da PISA (1972) e da CARULLI *et alii* (1998), ed infine al Tuvalico da DE ZANCHE *et alii* (1993) per correlazione con corrispondenti unità datate mediante ammonoidi. L'associazione a palinomorfi rinvenuta sia nella sezione del Rifugio San Marco (Cadore) sia in Carnia, nella vicina Val d'Aupa, data l'unità al Tuvalico.

Ambiente deposizionale. La formazione rappresenta una sequenza trasgressivo-regressiva con facies di piana costiera terrigena seguite da depositi di *sabkha* e per ultimo di piana tidale carbonatico-terrigena.

Dominio paleogeografico. Si assegna provvisoriamente l'unità, in modo dubitativo per mancanza di dati nei settori a N e a NE del Foglio, alla Piattaforma carbonatica giuliana (*sensu* BUSER, 1989).

Unità strutturale. Unità Oseacco.

1.5. – DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

La Dolomia Principale, *Hauptdolomit* delle Alpi Bavaresi di GUMBEL (1857) e, per le Alpi Meridionali, di LEPSIUS (1876), costituisce una potente e continua unità dolomitica diffusa in tutto il Sudalpino. È noto da tempo (BOSELLINI & HARDIE, 1988; JADOUL *et alii*, 1994; CARULLI *et alii*, 1998; BERRA *et alii*, 2007) che la DPR non è esclusivamente costituita da una monotona successione peritidale, ma corrisponde ad un complesso sistema deposizionale piattaforma-bacino.

La formazione, che affiora ampiamente nell'area centro-settentrionale del Foglio, contiene due membri: il *membro del Monticello* (DPR_o) alla base e, nella parte mediana, il *membro della dolomia del Resartico* (DPR_r), in cui è localmente intercalata l'"unità a laminiti organiche del Rio Resartico".

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. La Dolomia Principale è formata da una potente successione di dolomie di ambiente peritidale caratterizzate dalla ripetizione ciclica di unità subtidali e unità inter-sopratidali secondo sequenze *shallowing-upward* (Fig.12). La parte subtidale del ciclo è costituita da dolomia da biancastra a nocciola chiaro e grigio chiaro, bioturbata, microcristallina e spesso vacuolare. Gli strati sono di spessore metrico, con rari resti di piccoli (3-5 cm) megalodontidi e gasteropodi. La porzione inter-sopratidale, di spessore pluridecimetrico, presenta laminazioni microbialitiche, *fenestrae*, *microteepee*. Alla base dei cicli sono talvolta presenti livelli centimetrici di minute breccie con clasti stromatolitici tabulari (*lag* basale).

Al tetto della DPR, intercalati agli ultimi cicli peritidali, si rinvencono localmente corpi tabulari potenti da pochi decimetri a qualche metro di dolomie breccia-



Fig. 12 - Caratteristica successione peritidale della Dolomia Principale.

te e di breccie, talora discordanti con la stratificazione. Sono costituite da clasti monogenici prevalentemente angolosi ed eterometrici (3-80 cm), formati quasi esclusivamente da dolomie a lamine microbialitiche, in matrice dolomiticca scura.

Rapporti stratigrafici. Nell'area del Foglio la Dolomia Principale è in apparente continuità stratigrafica con la *formazione di Travenanzes*. In realtà la Dolomia Principale è la formazione basale di unità tettoniche sia dinariche che neoalpine e il contatto stratigrafico non è conservato.

Al tetto la Dolomia Principale passa al *calcare del Dachstein* nelle unità tettoniche del settore centro-settentrionale (M. Amariana, M. S. Simeone, Venzone e in parte della Trasaghis) oppure alla *formazione del M. Zugna* nelle unità tettoniche Trasaghis *p.p.*, Gemona e M. Covria. Il limite fra DPR e DAH, essendo entrambe le unità di ambiente peritidale, è stato posto in corrispondenza del passaggio da dolomie a calcari, passaggio localmente caratterizzato da breccie dolomitiche. In presenza della litofacies DAH_a, il limite è fissato dalla comparsa delle prime dolomie medio-cristalline biancastre di tale litofacies. Anche il limite con la *formazione del M. Zugna* è indicato dal rapido passaggio dolomie-calcari, talvolta marcato dalla presenza di breccie.

Nell'area del Foglio la potenza complessiva della Dolomia Principale, comprensiva dei due membri, è dell'ordine di 1.700-1.900 m. Cozzi (2000) riporta spessori compresi fra 1.500 e 2.000 m per le vicine Prealpi Carniche, mentre nell'avampese del Friuli e del Veneto orientale i *log* dei pozzi AGIP mostrano valori sugli 800-900 m. Lo spessore doppio della DPR in catena rispetto a quello delle aree indeformate, suggerisce che ciò sia in gran parte un effetto di "deformazione diffusa" (v. Figg. 81a e 81b), come definita da CAPUTO in NERI *et alii*

(2007) per il Foglio “Cortina d’Ampezzo” e qui nella sezione 1.2.2. del cap. VI - Tettonica.

Fossili. Il contenuto fossilifero è modesto, rappresentato da esemplari di megadontidi e da impronte esterne di gasteropodi del genere *Wortenia* nelle facies subtidali, mentre nel membro DPR₆ sono state rinvenute associazioni palinologiche e in quello DPR₇ alcuni conodonti.

Età. La base della DPR è riferibile al Carnico Superiore, mentre il tetto è diacrono. Infatti essa è sovrastata o dal *calcare del Dachstein* di età retica o dalla Fm. del M. Zugna di età giurassica inferiore. Pertanto, a seconda delle zone l’età della DPR può essere riferita al Carnico Superiore *p.p.* – Norico oppure, come nelle unità tettoniche Gemona e M. Covria, si estende a comprendere anche il Retico ed è perciò in eteropia con il *calcare del Dachstein*.

Ambiente deposizionale. Iniziale rampa carbonatica (*membro del Monticello*: DPR₆) passante a piattaforma peritidale. L’intercalazione delle dolomie subtidali bituminose (*membro della dolomia del Resartico*: DPR₇) rappresenta il risultato della sedimentazione in aree intrapiattaforma moderatamente depresse e poco ossigenate: lagune a circolazione ristretta e paludi, coeve, ad ovest (Prealpi Carniche), con le dolomie spesso in facies torbida del bacino della *dolomia di Forni*.

Dominio paleogeografico. La Dolomia Principale è presente sia nella Piattaforma giulia (*sensu* BUSER, 1989) che nella Piattaforma carbonatica friulano-dinarica e nel substrato del Bacino carnico-sloveno.

Unità strutturali. Unità M. Amariana, M. S. Simeone, Venzona, Trasaghis, M. Covria e Gemona.

1.5.1. – *Membro del Monticello (DPR₆)*

La parte inferiore della Dolomia Principale è formata da una successione di dolomie scure nota in letteratura come “Formazione del Monticello”, proposta informalmente da CARULLI *et alii* (1987) e descritta ed interpretata da CARULLI *et alii* (1998). Nel Foglio essa viene declassata a membro, come suggerito da BERRA *et alii* (2007), che propongono di mantenerne il nome, anche se del tutto analoga al *membro della Valvestino* (DPR₁) del settore lombardo.

L’unità affiora ovunque nella regione friulana sia alla base della potente successione di dolomie peritidali che della *dolomia di Forni*, presente nei settori occidentali delle Prealpi Carniche (MATTAVELLI & RIZZINI, 1974; SCOTTI *et alii*, 2002, *cum lit.*)

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Nell’area l’unità è costituita generalmente da dolomicriti grigie, localmente molto scure, bituminose e fetide, in strati tabulari da 30 a 100 cm di spessore (Fig. 13). Subordinatamente sono presenti dolomie argillose laminate brune o nere ricche di sostanza organica. Diversamente da altre aree vicine (Val d’Aupa e Val Dogna) nell’area del Foglio la frazione terrigena è scarsa, rappresentata da livelli pelitici nerastri maggiormente concentrati nella parte inferiore del membro (Fig. 14). Queste facies a volte sono organiz-



Fig. 13 - Dolomicriti della parte superiore del membro del Monticello (Val Resia).

Fig. 14 - Lamine e strati sottili pelitici nerastri alternati a strati dolomicritici grigi bituminosi: parte inferiore del membro del Monticello (Cavazzo Carnico).

zate in modo evidente in cicli plurimetrici *thickening upward* (CARULLI *et alii*, 1998).

Lo spessore è compreso tra 200 e 300 m.

Rapporti stratigrafici. Nell'area del Foglio il membro DPR₆ poggia sempre a contatto tettonico sulle dolomie vacuolari della formazione di Travenanzes; al tetto passa gradualmente ma in modo rapido alle dolomie chiare a cicli peritidali.

Fossili ed età. L'età corrisponde sicuramente al Carnico Superiore per la parte inferiore e probabilmente al Norico inferiore per il tetto (Tuvalico-Laciano) (CARULLI *et alii*, 1998). Infatti, nelle vicine Val d'Aupa e Val Dogna la base dell'unità presenta associazioni a palinomorfi che consentono l'attribuzione della base di DPR₆ al Carnico Superiore (Tuvalico). Nelle due località le



forme in comune sono: *Enzonasporites vigens*, *Partitisporites malijawkinae*, *P. quadruplicis*, *Patinasporites densus*, *Pseudoenzonasporites summus* (ROGHI & DALLA VECCHIA, 1997; CARULLI *et alii*, 1998). Nel valle del Rio Resartico, nei livelli più scuri si rinvencono frammenti di vegetali attribuibili al genere *Voltzia*.

Ambiente deposizionale. Le facies sopra descritte suggeriscono che l'ambiente deposizionale si sia evoluto da una vasta rampa carbonatica, per lo più in condizioni subtidali disossiche, verso una piattaforma peritidale.

1.5.2. – *Membro della dolomia del Resartico (DPR₇)*

La successione è formata in prevalenza da strati di 5-30 cm di dolomicriti grigie oppure brunastre più o meno scure, bituminose e fetide (Figg. 15a e 15b), localmente alternate a livelli laminati di tipo stromatolitico. L'assenza di strutture da emersione indica un ambiente costantemente subtidale. Al tetto l'unità possiede spesso una fascia di transizione tra le dolomicriti scure e fetide e le dolomie chiare a cicli peritidali; lo spessore è dell'ordine dei 30-50 m. Quando presente, la zona di transizione è stata accorpata al membro DPR₇, con il limite posto alla scomparsa delle dolomicriti scure e fetide.



La *dolomia del Resartico* affiora nelle Prealpi Giulie e Carniche con spessori molto variabili (da 25 a 400 m) sia per cause deposizionali, legate alla dinamica dei bacini di sedimentazione sia perché il membro è un tipico orizzonte di scollamento e duplicazione interno alle unità tettoniche dinariche.

Nel Foglio DPR₇, affiora nelle unità tettoniche M. Amariana, Venzona e Trasaghis; nel settore immediatamente a nord del Foglio (Val Aupa) e nelle Alpi Giulie esso è sostituito da facies di prevalente ambiente subtidale ben ossigenato (CARULLI *et alii*, 1998). Lo spessore più comune è sui 120-150 m.

All'interno di questa unità può essere presente l'“unità a laminiti organiche del R. Resartico”: dolomicriti da

Fig. 15a - DPR₇, parte medio-superiore: litofacies a prevalenti dolomicriti bituminose con rari livelli stromatolitici biancastri (Val Venzonassa).



Fig. 15b - DPR; dolomicriti sottili bituminose con lamine pelitiche organiche (Tugliezzo).

brune a nerastre, in strati molto sottili fittamente laminati intercalati a livelli pelitico-marnosi (Fig. 16), nei quali la sostanza organica (TOC) può raggiungere il 35%.

L'orizzonte, descritto da FERUGLIO (1925b; 1929a), GORTANI & DESIO (1927) e ZENARI (1929), è stato definito informalmente come “unità a laminiti organiche del Rio Resartico” (FANTONI *et alii*, 1998; SCOTTI *et alii*, 2002). Nella testata della valle del Rio Resartico l'unità affiora per un centinaio di m di spessore e forma una grossa cengia,



Fig. 16 - Il sottile orizzonte di “laminiti organiche del Rio Resartico” in Val Venzonassa.

ove tra la seconda metà dell'800 e il 1943 si sviluppò una notevole attività mineraria per l'estrazione di oli minerali dai "piroschisti bituminosi" (TARAMELLI, 1877).

L'"unità a laminiti organiche" presenta localmente corpi di breccie (alla base), livelli con selci, nonché *slump*. Il rilevante contenuto in materia organica potrebbe derivare dalla sua concentrazione per effetto di una crisi di produttività carbonatica della piattaforma.

Fossili ed età. Il ritrovamento sia nelle laminiti organiche del Rio Resartico che nelle dolomie scure presso Alesso del conodonte *Mockina slovakensis* (RIGO *et alii*, 2007), frequente nella *dolomia di Forni*, permette di datare questo membro al Sevatiano inferiore.

1.6. – CALCARE DEL DACHSTEIN (DAH)

Unità istituita da HAUER (1853) e descritta da FISCHER (1964) in Austria nel gruppo montuoso da cui trae il nome; in Friuli affiora nella sua facies classica nel gruppo del M. Canin nelle Alpi Giulie (COZZI, 2000; COZZI *et alii*, 2005).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Nella facies tipica, più diffusa e continua, l'unità è costituita da un'alternanza regolare di micriti massicce bioturbate subtidali, da biancastre a grigio chiare, e di calcari stromatolitici intertidali, organizzata in cicli metrici peritidali simili a quelli della Dolomia Principale (Fig. 17). Da questa si differenzia solo per l'assenza della dolomitizzazione diffusa e da un maggiore rapporto subtidale/inter-sopratidale nell'ambito dei cicli.

I cicli di regola sono *shallowing upward*, spesso caratterizzati da un *lag* basale di breccie a clasti angolosi centimetrici, anche tabulari, in abbondante matrice dolo-



Fig. 17 - La successione DAH_a-DAH-FMZ sul versante meridionale del M. Lavara. Le frecce indicano i limiti.



Fig. 18 - Breccie di scarpata di faglia di Dolomia Principale inserite alla base o nella parte inferiore del calcare del Dachstein.

micritica; i clasti sono formati da frammenti di laminiti stromatolitiche. Talvolta il livello a breccie è sui 10-30 cm, anche con clasti di micriti subtidali e con matrice micritico-argillosa verdastra o bruno-rossastra chiara. La porzione subtidale, generalmente di spessore inferiore al metro, è spesso caratterizzata dalla presenza di grandi megalodontidi (5-25 cm) e da strutture concrezionate tipo *stromatactis*.

DAH_a. Tra la Dolomia Principale e il *calcare del Dachstein* nella facies sopra descritta è molto spesso presente un orizzonte di dolomie debolmente calcaree da medio-cristalline a saccaroidi, bianche od avorio, massicce o in strati da spessi a molto spessi (Fig. 17). Le dolomie massicce possono essere accompagnate, o sostituite, da un'alternanza di calcari, calcari dolomitici e dolomie in cicli peritidali metrici di colore da bianco a grigio chiaro.

Lo spessore dell'unità dolomitico-calcarea DAH_a è dell'ordine dei 100-120 m; talora la dolomitizzazione secondaria può estendersi a comprendere tutta l'unità DAH.

Localmente la parte inferiore del *calcare del Dachstein* è caratterizzata da corpi di breccie dolomitiche, potenti fino a molte decine di m. In almeno due casi (alta Valle del T. Torre e a sud di Interneppo) è stato possibile individuare le faglie estensionali tardo-triassiche alle quali i corpi di breccie si appoggiano e che hanno la Dolomia Principale sul blocco al letto. Le breccie formano corpi discordanti con la stratificazione e *fabric* caotico; i clasti, angolosi ed eterometrici (1-90 cm), sono formati da dolomie stromatolitiche e da dolomicriti chiare subtidali (Fig. 18). L'abbondante matrice è costituita da dolomia medio-cristallina relativamente scura.

Lo spessore totale della formazione è compreso fra 300 e 200 m nelle unità tettoniche M. Amariana, M. S. Simeone e Venzone; nella Trasaghis è sui 150 m, fino a localmente assente (o comunque non documentabile); il DAH manca nelle unità M. Covria e Gemona.

Rapporti stratigrafici. Il calcare del *Dachstein* poggia sulla Dolomia Principale con passaggio rapido di tipo transizionale: a) con un'alternanza di una decina di metri di strati calcarei e dolomitici oppure (b) molto più spesso con la litofacies DAH_a. La sua assenza nelle unità tettoniche M. Covria e Gemona (e forse nella Trasaghis), nelle quali la Fm. del M. Zugna poggia sulla Dolomia Principale, indica l'esistenza di un'eteropia fra la parte superiore della Dolomia Principale e il calcare del *Dachstein*, come documentato nel vicino massiccio del M. Canin (Cozzi, 2000).

Al tetto il DAH passa:

- direttamente alla *formazione di Soverzene*, selcifera, nella tipica facies bacinale (SOV_b) (unità tettonica M. Amariana);
- alla *formazione di Soverzene* nella facies micritico-calcarenitica di rampa (SOV_a) seguita dalla litofacies di SOV_b (unità M. Amariana, M. S. Simeone);
- ad un orizzonte micritico selcifero metrico-decametrico di SOV_b (Fig. 31) seguito dalla successione di piattaforma carbonatica della Formazione del M. Zugna (localmente nelle unità Venzone, Trasaghis e M. S. Simeone).

Fossili. I banchi subtidali sono spesso ricchi in grandi megalodontidi, in gusci di bivalvi e gasteropodi; il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da Autortidi e *Triaxina hantkeni*.

Età. Retico.

Ambiente deposizionale. Piattaforma carbonatica tidale, localmente interessata da tettonica estensionale al passaggio Triassico-Giurassico.

Dominio paleogeografico. Il calcare del *Dachstein* è presente sia nella Piattaforma giulia (*sensu* BUSER, 1989) che nella Piattaforma carbonatica friulano-dinarica e nel substrato del Bacino carnico-sloveno.

Unità strutturali. Unità M. Amariana, M. S. Simeone, Venzone e Trasaghis *p.p.*

2. – SUCCESIONE GIURASSICO-CRETACICA DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANO-DINARICA (D. Masetti, M.E. Poli, R. Romano, A. Zanferrari)

2.1. – FORMAZIONE DEL MONTE ZUGNA (FMZ)

I primi studi sui depositi di piattaforma carbonatica del Giurassico risalgono a FERUGLIO (1925b; 1929a) e SELLI (1953; 1963) che descrivono generici “calcarei oolitici”. CERETTI (1965) ha introdotto il termine di “calcarei oolitici di Stolaz”, termine ripreso successivamente da AMADESI (1968), che li attribuì correttamente al Giurassico Inferiore. BOSELLINI & SARTI (1978) riconobbero la sostanziale equivalenza tra i depositi di piattaforma carbonatica del Giurassico Inferiore con i

coevi e ben noti Calcari Grigi della Piattaforma di Trento e proposero la denominazione di “Calcari Grigi del Friuli”. PIRINI *et alii* (1986) introdussero il termine di “Calcari della Fornace” per indicare una successione di piattaforma carbonatica giurassica delle Prealpi Giulie, equivalente ai Calcari Grigi.

Nell'area-tipo della Piattaforma di Trento BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971) avevano individuato tre membri, a suo tempo denominati: “membro inferiore”, “membro medio oolitico”, entrambi riferiti alla parte basale del Giurassico Inferiore, e “membro di Rotzo”, riferito alla parte media. Sempre nell'area della Piattaforma di Trento, a MASETTI *et alii* (1998) si deve una ulteriore revisione ambientale della successione. Infine, una più recente revisione terminologica ha elevato al rango di formazione i tre membri, che ora sono rispettivamente: Formazione del M. Zugna, Oolite di Loppio e Formazione di Rotzo (AVANZINI *et alii*, 2007). L'unità dei Calcari Grigi è di conseguenza elevata al rango di Gruppo.

Gli studi stratigrafici avviati nell'ambito della realizzazione del Foglio hanno confermato la sostanziale uniformità evolutiva e di facies tra tutte le piattaforme del Giurassico Inferiore del Sudalpino orientale. Viene pertanto qui utilizzata la nomenclatura stratigrafica proposta per la Piattaforma di Trento, adattando opportunamente i modelli deposizionali creati per quella piattaforma alla Piattaforma friulana affiorante nel Foglio Gemona.

Nell'area del Foglio e, più in generale, in tutta la porzione affiorante della Piattaforma friulana, l'intero Gruppo dei Calcari Grigi è rappresentato dalla sola Formazione del M. Zugna, troncata al tetto da una superficie di *unconformity*, a sua volta ricoperta dall'Encrinite di Fanes Piccola e/o dal *calcare del Vajont*.

La FMZ è molto diffusa nella parte centrale del Foglio, dove forma buona parte dei gruppi del M. Faeit e della catena dei M. Musi. La sezione del M. Cumieli presso Gemona è stata oggetto di vari studi di dettaglio (COUSIN & NEUMANN, 1971; AMADESI *et alii*, 1973; GNACCOLINI & MARTINIS, 1974; COUSIN, 1981).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Nella Formazione del M. Zugna si possono distinguere due litofacies prevalenti:

- “*peritidale inferiore*”, tipica della parte inferiore di FMZ e diffusa, in particolare, nelle unità tettoniche Gemona, M. Covria e Venzone *p.p.*; si tratta di una successione di piattaforma relativamente interna;
- “*subtidale superiore*”, caratteristica della parte superiore di FMZ e delle unità tettoniche M. Amariana, M. S. Simeone e Venzone *p.p.*; essa rappresenta una successione di piattaforma aperta e di margine.

La *litofacies peritidale* (Fig. 19) è prevalentemente micritica ed è organizzata nei classici cicli peritidali *shallowing-upward* di scala metrica, ognuno dei quali è composto da una porzione inferiore subtidale, micritica e bioturbata, con *lag* basale trasgressivo costituito da *wackestone-packstone* a piccoli intraclasti piatti provenienti dall'intervallo stromatolitico al tetto del ciclo sottostante.

La porzione subtidale del ciclo passa superiormente ad un intervallo intersopratidale caratterizzato da livelli laminati stromatolitici accompagnati da una *suite* di strutture tipiche delle piane sopratidali (*fenestrae, mud-crack, tepee*).



Fig. 19 - Formazione del Monte Zugna: litofacies a cicli peritidali.

La *litofacies subtidale* è costituita da *grainstone* oolitico-bioclastici (Fig. 20) alternati più o meno frequentemente a livelli di *packstone-wackestone* a peloidi. Talvolta i *grainstone* si presentano ben classati con laminazioni piano-parallele, altre volte sono eterometrici e senza evidenti strutture sedimentarie. I bioclasti sono rappresentati per lo più da frammenti di alghe dasicladali e gusci di foraminiferi bentonici, gasteropodi e bivalvi.

Nell'unità M. S. Simeone la seconda litofacies comprende l'intera successione di FMZ. A rimarcare la posizione di margine di piattaforma dell'area di sedimentazione in questa unità, i *grainstone* passano verso nord ai sedimenti di scarpata prossimale della Formazione di Soverzene (*unità micritico-calcarenitica*: SOV_a).

Si ricorda che nel settore carnico della Piattaforma friulano-dinarica sono assenti quei depositi plienschbachiani che nella Piattaforma di Trento costituiscono la Fm. di Rotzo, formazione che, grazie al suo ricco contenuto fossilifero (banchi a "Lithiotis"), rappresenta la facies più nota dell'intero Gruppo dei Calcarei Grigi.

Lo spessore della formazione va da circa 150 a 280 metri; spessori maggiori sono apparenti e da mettere in rapporto con *duplex* e strutture *ramp-flat*, come osservato in più settori delle unità tettoniche M. S. Simeone e Trasaghis (v. Figg. 88 e 89).

Rapporti stratigrafici. Nelle unità tettoniche Trasaghis *p.p.* e Venzone *p.p.* la formazione poggia sul *calcare del Dachstein*: il limite inferiore è collocato in corrispondenza alla comparsa dei *grainstone* oolitici e alla scomparsa delle faune a Megalodontidi ed Aulotortidi.

Nelle unità Gemona, M. Covria e Trasaghis *p.p.* la formazione giace sulla DPR con passaggio rapido dalle dolomie ai calcari.

Nelle unità Venzone, Trasaghis e M. S. Simeone il limite inferiore di FMZ è localmente evidenziato dalla presenza di un orizzonte (6-24 m) di prevalenti micriti nodulari di color grigio-bruno e con selce nera, appartenente alla Formazione di Soverzene (prevalentemente SOV_b). Questa sequenza può essere interpretata come un evento di annegamento abortito che interessa la piattaforma nell'Hettangiano iniziale

Il limite superiore corrisponde alla superficie di *unconformity* ricoperta dall'Encrinite di Fanes Piccola o dal *calcare del Vajont*.

Fossili. In tutta la Formazione del M. Zugna, ed in particolare nella sua porzione inferiore, sono comuni foraminiferi riconducibili a *Valvulinidi*, *Textularidae* ed *Ataxofragmidae*; rari esemplari di *Lituolidae* e *Trocholina* sono sporadicamente presenti. Sono riconoscibili inoltre resti di alghe *Solenoporacee*, *Aeolisaccus dunnigtoni*, ostracodi, piccoli gasteropodi e resti di echinodermi, bivalvi e coralli. Molto frequenti sono i talli di alghe dasicladali (*Palaeodasycladus mediterraneus*, *P. gracilis*, *Sestrosphaera liasina*, *Tersella alpina*), *Thaumatoporella* spp., *Aeolisaccus dunnigtoni*, codiaceae. Nella porzione superiore della formazione si rinvencono associazioni a rari gusci di *Mancina* cf. *termieri*, *Amijiella amiji* e *Litiosepta* sp.



Fig. 20 - Grainstone oolitico-bioclastico della litofacies subtidale della Fm. del Monte Zugna.

Età. Hettangiano-Pliensbachiano (Carixiano).

Ambiente deposizionale. Piattaforma carbonatica, da peritidale a marginale.

Dominio paleogeografico. Piattaforma carbonatica friulano-dinarica.

Unità strutturali. La formazione affiora in quasi tutto il Foglio e precisamente nelle unità Venzone, Trasaghis, Gemona, M. Covria, nonché, localmente, nelle unità M. Amariana e M. S. Simeone.

2.2. – CALCARI A ELLIPSACTINIE (ELL)

Nell'area del Foglio l'unità è stata descritta e cartografata da FERUGLIO (1925a; 1925b; 1929a), da COUSIN (1963a; 1963b; 1981), da LOCATELLI (1961) e da BOSELLINI & SARTI (1978). Tranne che nell'ultimo, dove viene fornita anche una descrizione litostratigrafica della successione, negli altri lavori citati la descrizione delle litofacies è sommaria, in quanto sono privilegiati gli aspetti relativi al contenuto paleontologico e alla definizione dell'età. Inoltre, in tali lavori sono state estese impropriamente all'area del Foglio le caratteristiche litologiche della formazione meglio affiorante più ad ovest sul versante sud del M. Prat e ad Anduins e Vito d'Asio. Qui l'unità si presenta con litosomi massicci e un contenuto fossilifero particolarmente abbondante e ricco di forme (fra le quali coralli e individui interi di *Ellipsactinie* e *Sphaeractinie*, in posizione primaria secondo BOSELLINI & SARTI (1978), aspetti che suggeriscono un ambiente deposizionale di margine esterno - scarpata superiore.

La formazione affiora solo nel settore SW del Foglio (unità tettoniche Ledrania e M. Prat); inoltre è segnalata tra -730 m e -1.235 m dal p.c. nel pozzo AGIP Bernadia 1 (MARTINIS, 1966) nell'unità M. Bernadia.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Le litofacies più comuni sono rappresentate da biocalciruditi (Fig. 21) e da biocalcareniti da biancastre a grigiastre, in stati da medi a molto spessi, di regola con superfici di strato assenti o appena accennate. Dal punto di vista tessiturale i *calcari a Ellipsactinie* corrispondono a *rudstone* e, subordinatamente, a *floatstone*.

In letteratura viene riportato uno spessore dei *calcari a Ellipsactinie* sui 600 m; nel Foglio lo spessore apparente può anche superare questo valore, a causa della loro ubiquitaria tettonizzazione per *duplex* e superfici di taglio a basso angolo (Figg. 97 e 97a).

Rapporti stratigrafici. Nelle unità Ledrania e M. Prat è talora conservato il limite inferiore dei *calcari a Ellipsactinie*, che progradano, addentellandosi, sulle litofacies calcarenitico-micritiche della *formazione di Fonzaso*: il limite è perciò transizionale con alternanze, ma netto alla scala dell'affioramento per merito delle marcate differenze litologiche. Nel pozzo Bernadia 1 il limite inferiore è tettonico sul *flysch del Grivò*, in quanto corrisponde alla superficie basale dell'unità tettonica dinarica M. Bernadia (v. profilo B-B' del Foglio).

Nel pozzo Bernadia 1, e di solito anche in affioramento, il limite superiore è dato da una superficie erosiva e discordante con le brecce del Paleocene superio-



Fig. 21 - *Bioruditi a bioclasti di ellipsactinidi, bivalvi e gasteropodi.*

re del *flysch del Grivò*. Solo localmente, nell'unità Ledrania, è conservato il limite superiore con la facies di margine aperto del Calcarea del Cellina, anche in questo caso con un passaggio netto fra le due formazioni per merito delle marcate differenze litologiche.

Fossili. Il contenuto è abbondante: spugne calcaree, in particolare ellipsactinidi, bivalvi, gasteropodi, echinodermi, coralli, briozoi, oltre ad alghe e foraminiferi bentonici; molto comune *Tubiphytes morronensis*.

Età. Oxfordiano-Titoniano.

Ambiente deposizionale. Margine esterno - scarpata di piattaforma carbonatica.

Dominio paleogeografico. Scarpata della Piattaforma carbonatica friulano-dinarica verso il Bacino carnico-sloveno.

Unità strutturali. M. Bernadia (nel pozzo AGIP Bernadia 1), Ledrania, M. Prat.

2.3. – CALCARE DEL CELLINA (CEL)

La formazione è stata istituita da CUVILLIER *et alii* (1968) nella bassa Val Cellina ed è suddivisa in due membri formali (“calcari porcellanacei inferiori” e “calcari porcellanacei superiori”) di età compresa fra il Kimmeridgiano superiore e l'Aptiano (MASETTI, in: DELFRATI *et alii*, 2000).

Per quanto riguarda i terreni affioranti nell'area del Foglio ed in particolare per quelli presenti in sinistra Tagliamento (area del M. Bernadia), i primi studi stratigrafici risalgono all'inizio del '900. In particolare MARINELLI (1902), lungo

le sezioni esposte dalle incisioni del T. Torre e del T. Cornappo, individuò sette orizzonti di età compresa fra il Giurassico superiore (Titoniano inferiore) e un generico Cretacico.

Nel Foglio 25 - Udine (FERUGLIO, 1925a) confermò queste attribuzioni per i calcari affioranti nell'“Ellissoide della Bernadia”. In particolare furono identificate quattro unità: “Calcari suboolitici e subcristallini di Vallemontana” di età senoniana; “Calcari a *Rudiste*”, di generica età cretacica, “Calcari in strati sottili e scisti bituminosi”, cui venne attribuita un'età cretacica media e “Calcari con *Caprinidi* e *Radiolitidi*”, affioranti lungo le porzioni più profonde delle valli dei torrenti Cornappo e Torre. A quest'ultima unità fu attribuita un'età cretacica inferiore e giurassica superiore sulla base degli studi effettuati da MARINELLI (1902), che aveva attribuito questi termini al Titoniano per il ritrovamento di una ricca fauna a *Itierie* e *Dicera* e coralli.

Tale attribuzione fu ripresa anche da COUSIN (1981), che nella valle del Cornappo presso Croce di Berra individuò, al di sotto di calcari del Valanginiano, un orizzonte a *Trocholina alpina*, che riferì dubitativamente al Malm terminale o al Cretacico basale.

VENTURINI S. & TUNIS (1998) e CIARABELLINI *et alii* (1999) hanno attribuito al solo Valanginiano i termini più antichi del massiccio della Bernadia. In particolare, nella sezione stratigrafica realizzata entro l'Abisso Vigant - Pre Oreak (valle del T. Cornappo) CIARABELLINI *et alii* hanno segnalato una litofacies di margine di piattaforma di età valanginiana. La litofacies è stata da loro correlata ai “calcari di San Donà” (unità informale AGIP di sottosuolo: CATI *et alii*, 1989b) e all'unità A (“calcari a *Protopenneroplis ultragranulata*” di SARTORIO *et alii* (1997).

Anche i calcari laminati nerastri e bituminosi, attribuiti da MARTINIS (1966) al Cretacico medio e da MUSCIO & VENTURINI S. (1988) all'Aptiano inferiore, sono stati invece attribuiti al limite Hauteriviano-Barremiano da VENTURINI S. & TUNIS (1998), venendo quindi a rappresentare un importante livello-guida di valenza anche cronostatigrafica.

Sempre facendo riferimento a MARINELLI (1902), che presso Bocca di Crois individuò un orizzonte a caprinidi confrontabili con quelli del Col degli Schiosi, COUSIN (1981) pose il limite superiore della successione carbonatica al Turoniano, comprendendo così anche la litofacies che ora fa parte del *calcare del M. Cavallo*.

Contrariamente alla zona prealpina carnica centrale, dove Calcare del Cellina è stato istituito, nell'area del Foglio non si possono individuare i due membri.

L'unità affiora con caratteri litologici e stratigrafici in parte differenti nel settore SE (unità tettoniche M. Bernadia e M. Cladis) e in quello SW (unità tettoniche Ledrania e Cimano-Nimis).

a) Unità tettoniche M. Bernadia e M. Cladis

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Il Calcare del Cellina è rappresentato da prevalenti strati micritici di colore variabile dal bianco al nocciola chiaro fino al grigio scuro, con intercalazioni calcarenitiche; lo spessore è variabile dal decimetro al metro, solo localmente plurimetrico (Fig. 22). Al tetto di



Fig. 22 - Livelli micritici subtidali con sottili interstrati argillitici interpretabili come paleosuoli.

queste sequenze spesso si osservano sottili livelli di brecciole a clasti angolosi anche con matrice argillitica verdastra, che deriva dalla rielaborazione dei frequenti livelli argillitici millimetrico-centimetrici. Assai diffusi sono gli orizzonti di emersione testimoniati anche dalla presenza di *bird's eyes* e *sheet cracks* e da cavità riempite da argille residuali.

Da segnalare un livello plurimetrico di brecciole intraformazionali clasto-sostenute dell'Aptiano inferiore.

Nella successione sono presenti sottili livelli di micriti argillose laminate, di colore grigio scuro fino a nerastro, fetide alla percussione, fra i quali si segnala (MUSCIO & VENTURINI S., 1988) il livello bituminoso con resti di pesci al passaggio Hauteriviano-Barremiano nella valle del Cornappo.

I macrofossili (rudistidi e gasteropodi) sono di solito localizzati in precisi livelli, come ad esempio quello dell'Aptiano inferiore (Fig. 23). Nelle micriti sono comuni e individuabili anche a occhio nudo i miliolidi.

DALLA VECCHIA & VENTURINI S. (1996) segnarono, lungo la strada che congiunge Chialminis a Ramandolo (versante destro della Valle del Cornappo), un affioramento di calcari di età aptiana inferiore a *Salpingoporella dinarica* con oogoni di Characee e piccoli molluschi, che indicherebbero un ambiente lagunare salmastro o lacustre, in cui sono anche presenti possibili impronte di dinosauri.



Fig. 23 - Livello a rudistidi dell'Aptiano inferiore.

di regola in banchi da spessi a molto spessi. Di solito il limite superiore è però disconforme sia con la *scaglia rossa friulana* che con il *flysch del Grivò*.

b) Unità tettoniche Ledrania e Cimano-Nimis

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Il Calcare del Cellina dell'unità Ledrania è rappresentato da cicli peritidali nei quali si alternano livelli subtidali costituiti da micriti bianche, raramente di colore grigio chiaro o nocciola, in strati metrici, e più sottili livelli stromatolitici che rappresentano la porzione inter-sopra-

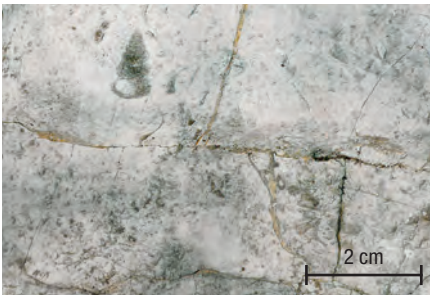


Fig. 24 - Micriti subtidali con gasteropodi e bivalvi (unità tettonica Ledrania).

Dal punto di vista tessiturale, nel Calcare del Cellina in facies di piattaforma interna si alternano *wackestone*, *packstone* e *mudstone* variamente fossiliferi ad alghe e a foraminiferi, oltre ad Ostracodi; comuni i *grainstone* di regola con un contenuto micropaleontologico analogo al precedente ma più ricco. Nella facies biocostruita di margine rinvenuta entro l'Abisso Vigant - Pre Oreak, esso è formato, oltre che da subordinati *rudstone* e *floatstone*, da *boundstone* a coralli, monopleuridi, molluschi fra cui nerinee ed echinodermi.

Lo spessore totale della formazione affiorante può essere valutato per mezzo di *log* discontinui attorno ai 400 metri.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore non affiora. Quello superiore con il *calcare del M. Cavallo* è transizionale ed è posto convenzionalmente in corrispondenza del predominare delle litofacies granulari bioclastiche,

Questi ultimi sono caratterizzate dalle tipiche strutture originate dalla esposizione subaerea del sedimento, cioè dalle cavità da contrazione e disseccamento (*sheet crack* e *birds-eye*) fino ai sottili livelli di brecciole a clasti piatti. Sono raramente presenti livelli centimetrici di argilliti verdi residuali, interpretabili come paleosuoli nella estrema parte regressiva del ciclo. Nelle micriti subtidali sono comuni nerinee e bivalvi, sia interi che in frammenti (Fig. 24), e laminazioni

date da *fenestrae* allungate o da livelli calcarenitici finissimi. Ai cicli peritidali si alternano irregolarmente strati di 1-2 m, o livelli di molti m di spessore, di *grainstone-packstone* biancastri bioclastici.

Nell'unità tettonica Ledrania il Calcare del Cellina nella facies di margine aperto è conservato solo nella zona di Stavoli Val di sotto (versante est del M. Pedroc) ed è formato da un'alternanza fra micriti bianche e prevalenti calcareniti e ruditi bioclastiche a coralli, molluschi, fra cui abbondanti rudistidi e nerinee, ed echinodermi (Figg. 25 e 26).



Fig. 25 - Bioruditi a rudistidi della litofacies di margine del Calcare del Cellina nell'unità Ledrania.



Fig. 26 - Bioruditi a gasteropodi e bivalvi, fra cui rudistidi, della litofacies di margine del Calcare del Cellina nell'unità tettonica Ledrania.

In questa litofacies sono state determinate età comprese tra il Kimmeridgiano e il Valanginiano. Lo spessore affiorante della litofacies di margine, troncata superiormente dalla superficie d'erosione e ad est da una faglia normale, si aggira sui 50 metri. Di regola, i litotipi micritici sono organizzati in pochi strati per spessori complessivi di qualche metro, mentre gli strati bioclastici sono più spessi e meno netti, in livelli di una decina di metri ciascuno.

Dal punto di vista tessiturale il Calcare del Cellina qui descritto è analogo a quello delle unità M. Bernadia e M. Cladis. Il Calcare del Cellina nei limitati affioramenti dell'unità Cimano-Nimis è a cicli peritidali.

Rapporti stratigrafici. Il limite superiore è erosivo o tettonico; quello inferiore è netto con i calcari a *Ellipsactinie*.

Fossili. In tutte le unità tettoniche sopra descritte il contenuto paleontologico è localmente abbondante e significativo; nelle serie analizzate sono stati determinati: *Aeolissaccus sp.*, *Bacinella irregularis*, *Campanellula capuensis*, *Cymopolia sp.*, *Cretacicladius minervini*, *Cuneolina pavonia*, *C. camposauri*, *C. laurentis*, *Debarina hahounerensis*, *Glomospira sp.*, *Lithocodium aggregatum*, *Mesorbitolina sp.*, *Microcodium*, *Orbitolina sp.*, *Orbitolinopsis capuensis*, *Pseudonum-moloculina sp.*, *Pseudolinonella conica*, *Pseudocyclammina sp.*, *Preacrysalidina infracretacea*, *Pseudoactinoporella sp.*, *Quinqueloculina*, *Sabaudia capitata*, *S. minuta*, *Salpingoporella dinarica*, *S. cf. annulata*, *Spiroloculina sp.*, *Textulariella sp.*, *Triloculina*, *Triploporella sp.*; *Trocolina sp.*, *Vercosella laurentii*, *Voloshinoidea murgensis*; frammenti di gasteropodi, bivalvi, miliolidi, ostracodi, rudiste spugne, coralli, radioli di echinidi.

Alle specie citate vanno aggiunte *Salpingoporella melitae*, *Actinoporella podolica*, *Protopeneroplis ultragranulata* e *Montsalevia salevensis*, forme segnalate da VENTURINI S. & TUNIS (1998) e da CIARABELLINI *et alii* (1999).

Età. Kimmeridgiano - Albiano *p.p.*

Ambiente deposizionale. Il Calcare del Cellina rappresenta una classica successione di piattaforma interna, in cui si sono sviluppate facies peritidali e intertidali caratterizzate anche da episodi lagunari e da locali emersioni relativamente prolungate. Nell'unità Ledrania affiorano anche le litofacies basali di margine aperto, che sono segnalate in grotta, ma non affioranti, nell'unità M. Bernadia.

Dominio paleogeografico. Piattaforma carbonatica friulano-dinarica.

Unità strutturali. M. Bernadia, M. Cladis, Ledrania, Cimano-Nimis.

2.4. – CALCARE DEL MONTE CAVALLO (CMC)

Il termine formazionale è stato introdotto da CUVILLIER *et alii* (1968) per definire la successione della Piattaforma carbonatica friulana compresa fra il Calcare del Cellina e la *scaglia rossa* nelle Prealpi Carniche centrali (Val Cellina). Nel Foglio 25 - Udine (FERUGLIO, 1925a) il *calcare del M. Cavallo* è compreso nei "Calcari di scogliera in generale" di generica età cretacea.

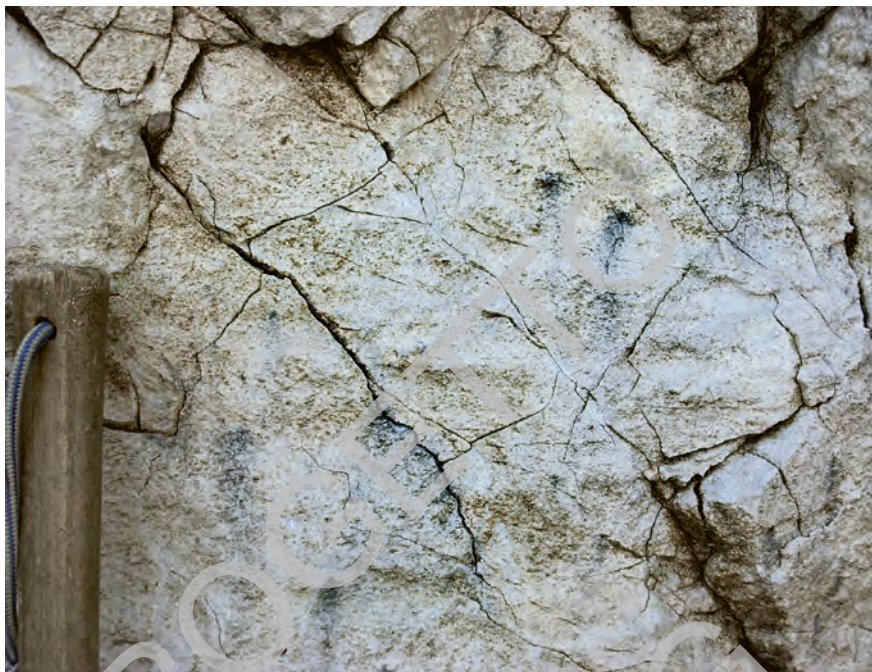


Fig. 27 - *Stratificazione incrociata nelle biocalcareniti di piattaforma aperta.*

Il calcare del M. Cavallo affiora solo nel settore SE del Foglio (unità tettoniche M. Bernadia e M. Cladis).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità corrisponde a un litosoma costituito in prevalenza da biocalciruditi e da biocalcareniti a stratificazione mal distinguibile, talora con stratificazione incrociata (Fig. 27). Il colore dominante è bianco e bianco-nocciola.

Dal punto di vista tessiturale sono rappresentati in massima parte *packstone* e *grainstone* riccamente fossiliferi e *boundstone* a rudiste; subordinati i *wackestone*.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore con il Calcare del Cellina è transizionale: esso è posto convenzionalmente in corrispondenza del predominare delle litofacies bioclastiche grossolane, di regola a stratificazione mal visibile. Per quanto riguarda il limite superiore esso è sempre erosivo: nella zona di Vallemontana ai calcari a Rudiste del CMC si sovrappone una breccia carbonatica con riletature di marne rosate (SRF_a, Maastrichtiano). In altre località (ad es. Bocca di Crosis) sul calcare del M. Cavallo giace con contatto erosivo e discordante il *flysch del Grivò* (Selandiano - Ypresiano *p.p.*) (Fig. 28).

La potenza dell'unità è di circa 250 metri.

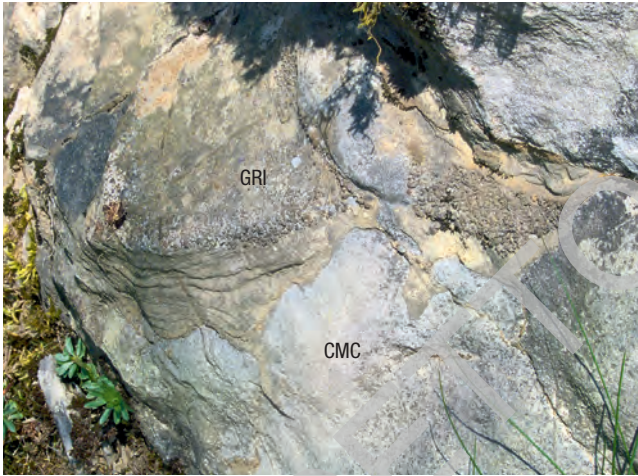


Fig. 28 - Contatto erosivo del flysch del Gri-vò su biocalcareniti del calcare del M. Cavallo di età cenomaniana superiore.

Fossili. Le litofacies del calcare del M. Cavallo hanno un ricco contenuto fossilifero, in particolare per quanto riguarda le rudiste. MARINELLI (1902) distinse a Bocca di Crosis, alla sommità della serie cretacica affiorante nella Valle del T. Torre, un livello a Caprinidi (*Caprinula distefanoi*) associato ad *Ostrea* cf. *munsoni*, *Neithea zitelli*, *Nerinea*, *Monopleura*, ed uno successivo a *Hippurites* cf. *giganteus* (Fig. 29), che attribuì al Turoniano, correlandoli con il noto orizzonte del Col dei Schiosi affiorante nel Cansiglio.



Fig. 29 - Particolare del livello bioruditico a hippuritidi di Bocca di Crosis.

COUSIN (1981) segnalò, sempre nella porzione sommitale della successione, Rudiste e Nerinee con associati Orbitoline, *Prealveolina* sp., *Vidalina hispanica*, textularidi e rare pithonelle suggerendo un'età cenomaniana superiore o turoniana per il tetto del *calcare del M. Cavallo*.

In altre località sono stati inoltre riconosciuti: alveolinidi, nezzazatidi, rotalidi, *Vidalina* sp., *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., calcisfere, ostracodi, piccoli gasteropodi, frammenti di radiolitidi. In particolare sono state determinate *Vidalina radoicicae*, *Coniorbitolina conica*, *Calcisphaerulidae* e *Orbitolina*.

Età. Albiano *p.p.* - Cenomaniano superiore. L'età turoniana dell'orizzonte di Bocca di Crosis (MARINELLI, 1902) non è stata confermata da VENTURINI S. & TUNIS (1998), che collocano la sommità del *calcare del M. Cavallo* qui affiorante nel Cenomaniano superiore.

Ambiente deposizionale. Successione di piattaforma carbonatica aperta.

Dominio paleogeografico. Piattaforma carbonatica friulano-dinarica.

Unità strutturali. M. Bernadia e M. Cladis.

3. – SUCCESSIONE GIURASSICO-CRETACICA DEL BACINO CARNICO-SLOVENO (D. Masetti, F. Podda, M. E. Poli, R. Romano, A. Zanferrari)

3.1. – FORMAZIONE DI SOVERZENE (SOV)

L'unità è stata introdotta informalmente da BOSELLINI & collaboratori (1973) e poi successivamente utilizzata da BOSELLINI *et alii* (1981a) per indicare i depositi eogiuassici del Bacino Bellunese. MASETTI & BIANCHIN (1987) ne hanno definito con maggior precisione facies e rapporti stratigrafici; è stata formalizzata da DELFRATI *et alii* (2000).

Nell'area-tipo, corrispondente al depocentro del Bacino di Belluno e coincidente con l'attuale Valle del F. Piave, l'unità è formata da una potente successione di dolomicriti e subordinate micriti grigie e brune selcifere, in strati tabulari di 20-40 cm di spessore separati da sottili interstrati marnosi. Il sedimento che costituisce l'unità corrisponde al cosiddetto fango di peri-piattaforma (*peri-platform ooze*), depositato sul fondo del bacino e costituito da una mistura di fango di provenienza planctonica, decantato attraverso la colonna d'acqua, e di carbonato prodotto nelle vicine piattaforme ed esportato al largo durante le mareggiate (MASETTI & BIANCHIN, 1987).

Rispetto allo stratotipo, nell'area del Foglio la Fm. di Soverzene è in massima parte calcarea ed è caratterizzata da un'unità micritico-calcarenitica priva di selce (SOV_a), eteropica con le classiche litofacies micritico-selcifere presenti nel Bacino di Belluno (nel Foglio: SOV_b).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Sono state distinte due unità con rapporti in prevalenza eteropici e poi di sovrapposizione: un'unità micritico-calcarenitica, in strati di spessore metrico e priva di selce (SOV_a), e un'unità micritica selcifera, più sottilmente stratificata e con selce abbondante in letti o noduli anche decimetrici (SOV_b).

L'unità *micritico-calcarenitica* (SOV_a) è costituita da micriti e subordinate calcarenitici spesso oolitiche (*packstone* e *wackestone*) di colore da nocciola a grigio chiaro, prive di selce, in strati da spessi a molto spessi, a gasteropodi, bivalvi a guscio sottile, foraminiferi a guscio ialino (fra cui *Involutina liassica*, *Dentalina* sp., *Lingulina* sp., *Fronicularia* sp., nodosaridi), radiolari, spicole di spugna e ammoniti del genere *Arnioceras* sp., che caratterizza la parte alta del Sinemuriano inferiore e quella basale del Sinemuriano superiore. Va ricordato che in passato questa litofacies era stata riferita ai Calcari Crigi (o ad unità equivalenti).

L'unità *micritica selcifera* (SOV_b) rappresenta la classica facies della Formazione di Soverzene: è formata da micriti e subordinate dolomicriti grigio bruno (*mudstone-wackestone* e, in misura minore, da *packstone* a grana fine), in strati da medi a sottili, abbondanti noduli di selce grigia o nera in masse sub-sferiche e in livelli lenticolari di 15-20 cm (Fig. 30). Il contenuto fossilifero è scarso (spicole di spugna, radiolari, minuti frammenti di echinodermi e rari foraminiferi: Nodosaridi, *Involutina liassica*). I giunti di stratificazione sono ondulati ed accompagnati da interstrati marnosi che diventano più frequenti nella parte alta della successione.

Le due unità SOV mostrano rapporti variabili sia fra loro che con i carbonati di piattaforma retica (DAH) o del Giurassico Inferiore (FMZ).

Subito a nord del limite del Foglio, sotto la cima del M. Amariana (nell'omonima unità tettonica), sopra ad un *hard-ground* al tetto del *calcare del Dachstein*



Fig. 30 - SOV_b: micriti grigio scure selcifere.

affiorano pochi metri di *grainstone* nocciola oolitici fossiliferi, contenenti *Involutina liassica*, spicole di spugne e protoconche di ammonoidi, attribuiti da VENTURINI S. *et alii* (1996) al "Lias inferiore-medio". Si tratta della tipica litofacies di SOV_a, seguite subito da una potente successione di SOV_b.

Nelle unità tettoniche Venzone e Trasagnis il SOV è rappresentato solo da un orizzonte (in massima parte, o esclusivamente, di SOV_b) che si intercala tra il tetto della piattaforma carbonatica retica del *calcare del Dachstein* ed i depositi hettangiani di piattaforma della Fm. del M. Zugna (Fig. 31). Questo livello rappresenta un evento di annegamento abortito di alcuni settori più esterni della piattaforma, seguito da un rapido recupero delle facies carbonatiche di mare sottile che sono progradate nuovamente al di sopra delle aree annegate.

L'orizzonte è stato studiato in dettaglio nella sezione situata alla base del Cuel Band (Somplago). Qui affiorano dolomie microcristalline e calcari dolomitici a *Triasina hantkeni*, riferite al DAH_a. Al tetto delle dolomie è presente una superficie di discontinuità evidenziata da patine ferruginose, su cui poggia una successione di 24 m di spessore di prevalenti micriti nodulari di color grigio-bruno, con liste e noduli globosi di selce nera. Nella successione si nota il rapido e simmetrico avvicendamento verticale delle due unità SOV_a e SOV_b, dapprima secondo un evidente approfondimento ambientale e successivamente in accordo con un *trend* opposto.

Alla base dell'orizzonte sono stati rinvenuti conodonti che permettono di riferire questo livello all'Hettangiano basale. Il ritorno della sedimentazione di mare sottile al di sopra dell'orizzonte bacinale di prevalente SOV_b è testimoniato dalla messa in posto di circa 20 metri di dolomie e calcari dolomitici, costituiti nella parte inferiore da *packstone-grainstone* oolitico-bioclastici in banchi metrici, a loro volta ricoperte dalle prevalenti micriti della litofacies peritidale della Formazione del M. Zugna.

L'orizzonte di SOV_b si trova localmente anche nel versante meridionale del gruppo del M. Faeit, con circa 20 m di micriti scure; nell'alta Val Torre (Fig. 31) con appena 160 cm (unità Trasaghis); a NE di Interneppo per circa 15-20 m (unità Venzone).

Le complesse modalità di sovrapposizione delle due unità SOV_a e SOV_b ed i loro rapporti con la Fm. del M. Zugna possono essere interpretate in chiave sequenziale. La sovrapposizione dell'unità SOV_a ai depositi di mare basso del Retico (DAH) o dell'Hettangiano (FMZ) rappresenta l'annegamento, temporaneo o definitivo, della sottostante piattaforma carbonatica. La successiva sovrapposizione dell'unità SOV_b all'unità SOV_a rappresenta un ulteriore approfondimento dell'ambiente deposizionale da ricercare all'interno di un *transgressive system tract*. Una inversione di tendenza è testimoniata dal ritorno, al tetto dell'unità SOV_b, della più superficiale unità micritico-calcarenitica di rampa prossimale, secondo una fase di progradazione nell'ambito di un *highstand systems tract*. La sequenza è chiusa in alto da una superficie di *unconformity* che rappresenta la base dei depositi encrinetici plienbachiani di FAS.

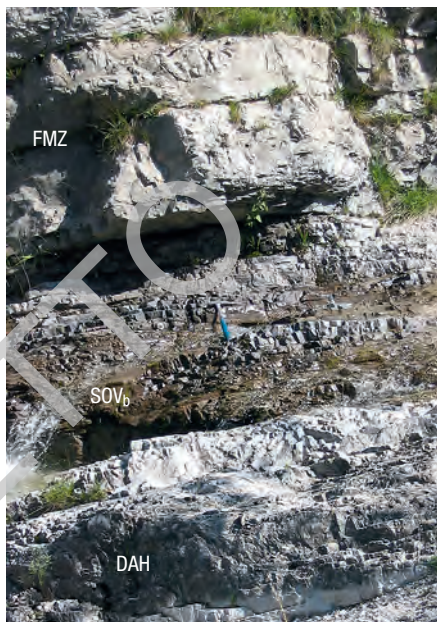


Fig. 31 - Il sottile livello di SOV_b fra DAH e FMZ nell'alta Valle del T. Torre (unità Trasaghis).

Lo spessore complessivo dell'unità è intorno ai 300 m sul versante meridionale del M. Amariana nell'omonima unità tettonica (di cui, localmente, solo pochi m di SOV_a); oltre 300 m nell'unità M. S. Simeone e in parte della Venzone, dove, invece, almeno 2/3 appartengono a SOV_a; è di una ventina di m in un tratto del versante meridionale del M. Faeit (unità Trasaghis) nella facies di annegamento abortito tra DAH e FMZ.

Rapporti stratigrafici. In generale la Formazione di Soverzene poggia sul *calcare del Dachstein*. Inoltre, pur essendo prevalentemente eteropica con la Fm. del M. Zugna, tende a sovrapporsi progressivamente ad essa, spesso con un banco plurimetrico di calcarenite oolitica, a causa della retrogradazione del margine della piattaforma carbonatica in annegamento. Al tetto è coperta dall'Encrinite di Fanes Piccola (Pliensbachiano *p.p.*) oppure passa bruscamente per truncatura erosiva alle breccie basali o alle calcareniti del *calcare del Vajont*.

Fossili. L'analisi biostratigrafica indica la presenza di *Involutina liassica*, *Lenticulina*, *Nodosaridae*, *Opthalmididae*, spicole di spugna, radiolari, protoconche di ammoniti, gasteropodi, lamellibranchi pelagici. La presenza di *Involutina liassica* suggerisce un'età giurassica inferiore generica. Presso Somplago, alla base dell'orizzonte di annegamento abortito compreso fra DAH e FMZ, sono stati rinvenuti alcuni individui di conodonti ramiformi che suggeriscono un'età hettangiana basale.

Età. Hettangiano - Pliensbachiano (Carixiano)

Ambiente deposizionale. Da rampa prossimale a bacino. Le facies sedimentarie ed i rapporti stratigrafici che le collegano tra loro ed alla coeva Fm. del M. Zugna, permettono di riferirne l'ambiente deposizionale ad un modello di rampa carbonatica che si discosta sensibilmente dal sistema piattaforma-scarpata-bacino proposto per le aree depocentrali del Bacino di Belluno: nei settori più interni e meridionali si depositava la FMZ, più a Nord si ritrovano i settori intermedi della rampa, corrispondenti all'unità micritico-calcarenitica SOV_a; in quelli più settentrionali, corrispondenti alla parte distale e più profonda della rampa e nel bacino antistante, si depositava l'unità micritica selciferà SOV_b.

Dominio paleogeografico. Rampa della PCFD e Bacino carnico-sloveno.

Unità strutturali. M. Amariana e M. S. Simeone; localmente, Venzone e Trasaghis.

3.2. – ENCRINITE DI FANES PICCOLA (FAS)

Unità istituita da MASETTI & BOTTONI (1978) nel settore settentrionale, dolomitico, della Piattaforma di Trento, dove è rappresentata da *sand-waves* calcarenitiche e calciruditiche prevalentemente encrinitiche che si sovrappongono con contatto disconforme alla Formazione del M. Zugna colà affiorante e/o alla piattaforma del Triassico superiore. Mentre nello stratotipo e, più in generale, nell'ambito della Piattaforma di Trento, l'Encrinite di Fanes Piccola si sovrappone sempre ad una piattaforma carbonatica annegata, nell'area del Foglio i

depositi prevalentemente encrinidici poggiano sulla Fm. del M. Zugna e anche sulla Fm. di Soverzene (SOV_a oppure SOV_b).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Prevalenti *grainstone* e *packstone* prevalentemente bioclastici (crinoidi, brachiopodi, spugne, foraminiferi ialini), con una piccola componente oolitica e intraclastica, organizzati in strati di 50-100 cm di spessore. Il colore varia dal rossastro al grigio-rosa e al bianco-nocciola; sono frequenti strutture trattive quali stratificazioni incrociate unidirezionali e bisensoriali e laminazioni piano-parallele. Al tetto sono sporadicamente presenti livelli mineralizzati ferro-manganesiferi (Val Lavaruzza, M. S. Simeone).

Concordemente all'interpretazione di MASETTI & BOTTONI (1978), la messa in posto di questi sedimenti è legata alla migrazione di *sand-waves* encrinidiche sotto la spinta di correnti tidali, che spazzavano un *plateau* aperto in corso di approfondimento sul quale la produttività carbonatica era assicurata esclusivamente da praterie di crinoidi. L'evoluzione pliensbachiana della Piattaforma friulana affiorante nelle unità M. Amariana, Venzone e Trasaghis sembra del tutto analoga per tempi e modalità a quella che caratterizza tutto il settore nord-orientale della Piattaforma di Trento. Nell'unità M. S. Simeone i sedimenti encrinidici sono stati distribuiti anche sulle unità di scarpata o bacino della Fm. di Soverzene.

Pertanto, nell'area del Foglio l'Encrinite di Fanes Piccola affiora sempre in modo discontinuo con spessori variabili da 0 a circa 5 metri. Precisamente: da 0 a meno di un metro nell'unità tettonica M. Amariana e da 0 a 4 m in quella Venzone, nelle quali si sovrappone alla piattaforma annegata di FMZ; da 0 a 5 m, ancora su FMZ, nell'unità Trasaghis, dove è relativamente più continua; da 0 a 2 m, e per un paio di decimetri nella *successione ridotta di Casera S. Simeone*, nell'unità M. S. Simeone, dove si trova anche su SOV_a e su SOV_b. È assente nelle unità Gemona e M. Covria, nonché, ovviamente, in tutte quelle meridionali, nelle quali il Bacino carnico-sloveno non si è sviluppato.

Rapporti stratigrafici. Le encrinite poggiano su SOV_a o SOV_b oppure, più frequentemente, su FMZ. Al tetto il più delle volte il passaggio è netto alle calciruditi e calcareniti del *calcare del Vajont*. Infine, nell'alta Val Lavaruzza (unità Venzone) passano a micriti nodulari in facies di Ammonitico Rosso con noduli ferro-manganesiferi.

Fossili. *Involutina liassica*, *Agerina martana*, *Lenticulina*, *Frondicularia*, *Ophthalmididae* e *Nodosaridae*, crinoidi, brachiopodi, brachiopodi, protoconche di ammoniti, gasteropodi, lamellibranchi pelagici.

Età. Pliensbachiano *p.p.* - ? Bathoniano *p.p.* Le età del letto e del tetto di FAS sono riferibili rispettivamente al Carixiano (documentato al tetto della piattaforma giurassica) e al Bajociano-Bathoniano (base del *calcare del Vajont*). Pertanto, l'equivalenza cronostratigrafica dell'Encrinite di Fanes parrebbe corrispondere all'intervallo temporale che si estende dal Pliensbachiano *p.p.* al Giurassico medio, corrispondenti a circa 15 Ma. In realtà, ricordando che i meccanismi deposizionali trattivi, quali sono quelli che hanno controllato l'Encrinite

di Fanes, presuppongono una grande rapidità di messa in posto delle *sand waves*, le encriniti in questione non sono la testimonianza di una sedimentazione continua seppur condensata, ma soltanto di eventi deposizionali discreti, istantanei dal punto di vista geologico, preceduti e seguiti da lunghi periodi di non-deposizione corrispondenti a lacune stratigrafiche.

Ambiente deposizionale. Plateau carbonatico o bacino. Le facies indicano un generale annegamento di ampi settori della piattaforma carbonatica preesistente e lo sviluppo di estese praterie a crinoidi con bassi tassi di sedimentazione, dove il detrito bioclastico prodotto viene ridistribuito da correnti di marea fino ad aree bacinali.

Dominio paleogeografico. Plateau di transizione tra Piattaforma carbonatica friulano-dinarica e Bacino carnico-sloveno, oppure esclusivamente quest'ultimo.

Unità strutturali. M. Amariana, Venzone, Trasaghis e M. S. Simeone.

3.3. – CALCARE DEL VAJONT (OOV)

Il termine formazionale è stato proposto da MARTINIS & FONTANA (1968) che hanno descritto lo stratotipo nella valle omonima prossima al depocentro del Bacino di Belluno. Inizialmente considerato come un deposito di mare sottile, è stato successivamente reinterpretato da BOSELLINI & MASETTI (1972) e da BOSELLINI *et alii* (1981a, 1981b) come un deposito bacinale formato da torbiditi oolitico-bioclastiche con intercalate micriti a radiolari e lamellibranchi pelagici. L'unità affiora in tutto il settore centro-settentrionale del Foglio.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Il calcare del Vajont è costituito da prevalenti calcareniti torbiditiche ad ooliti e bioclasti (*packstone* e/o *grainstone*), di colore biancastro, nocciola chiaro e grigio chiaro, in strati metrici talora amalgamati e/o gradati. Le calcareniti sono intercalate da micriti dello stesso colore, più sottilmente stratificate, a volte nodulari (*mudstone* o *wackestone*), contenenti lamellibranchi pelagici e radiolari. Le micriti rappresentano i sedimenti pelagici decantati nella colonna d'acqua.

Quando gli apporti torbiditici diventano più densi e grossolani possono assumere caratteristiche di *debris flow* che formano corpi plurimetrici di ruditi a clasti poligenici e matrice oolitica intercalati alle torbiditi oolitiche (ad es.: Val Lavaruzza e zona Malga Confin - Cima di Campo; M. Cumieli: unità Venzone e rispettivamente Trasaghis). In tali corpi grossolani i clasti più frequenti derivano dalla riellaborazione di sedimenti già litificati della stessa formazione, erosi durante il trasporto gravitativo lungo la scarpata. La presenza di clasti di encriniti rossastre dimostra che localmente veniva esumata la sottostante Encrinite di Fanes Piccola.

Al M. Cumieli e al M. Cuel di Lanis (unità Trasaghis), gli strati torbiditici alla base del calcare del Vajont sono organizzati secondo un *trend coarsening- and thickening-upward*, in cui alle fini torbiditi basali intercalate a micriti pelagiche si sovrappongono calcareniti oolitico-bioclastiche-intraclastiche in strati metrici.

Localmente può essere presente la selce in noduli e liste centimetrici, soprattutto nelle micriti alla base della formazione, con colori variabili da rosso a bruno e nero.

Il *calcare del Vajont* è caratterizzato da notevole variabilità di spessore, in accordo sia con i processi deposizionali sia con la distanza dalla piattaforma carbonatica alimentatrice, il cui margine aveva un andamento tutt'altro che rettilineo. Infine, ad aumentare la variabilità dello spessore (apparente) contribuiscono anche le pervasive deformazioni tettoniche sia, in aumento, con pieghe molto serrate e superfici di taglio a basso angolo sia, in diminuzione, con bande di laminazione centimetrico-metriche.

In generale, lo spessore va dai 100 ai 150 m nelle unità tettoniche M. Prat e Ledrania; è sui 150 m in quella M. Covria, 80-90 m nell'unità Gemona, 40-50 m nella Trasaghis e da 25 a 70 nell'unità Venzone; infine, nell'unità S. Simeone è di circa 50 m in generale, e sui 2 m nella *successione ridotta di Casera S. Simeone*; non supera la ventina al M. Cochiaze (unità M. Amariana).

Rapporti stratigrafici. Generalmente l'unità poggia con contatto netto e ben evidente sull'Encrinite di Fanes Piccola. In Val Lavaruzza (unità Venzone) la base di OOV, rappresentata da un banco di 6 m di breccia, è erosiva e localmente incide con canali di larghezza decametrica l'Encrinite di Fanes fino alla sottostante Formazione di Soverzene. Quando il *calcare del Vajont* si sovrappone direttamente alla Fm. del M. Zugna, il limite può essere di difficile definizione e viene posto convenzionalmente alla comparsa dei primi livelli di calcari micritici a lamellibranchi pelagici. Nelle unità Ledrania e M. Prat il limite è tettonico sul *calcare a Ellipsactinie* lungo la faglia di Somp Cornino (10 in Fig. 80), con dolomitizzazione più o meno completa e colore bruno-rossastro per molte decine di m di ampiezza.

Al tetto l'unità passa gradualmente alla *formazione di Fonzaso*. Ciò si verifica con un cambiamento nel contenuto degli apporti torbiditici che da oolitici diventano esclusivamente bioclastici (coralli, briozoi, idrozoi, gasteropodi e bivalvi), accompagnati di regola (con l'eccezione delle unità Ledrania e M. Prat) dalla comparsa di selce in noduli o letti.

Fossili. La microfacies dei calcari oolitico-bioclastici è costituita da foraminiferi bentonici (*Protopenneroplis striata*, *Trocholina alpina*), valvulinidi, miliolidi, alghe, coralli, gasteropodi, bivalvi e resti di crinoidi; la microfacies dei calcari micritici è caratterizzata da radiolari, lamellibranchi pelagici e spicole di spugna, mentre nei rari livelli marnosi sono presenti nannofossili calcarei.

Età. In base alle associazioni del nannoplancton calcareo la formazione è attribuita al Bathoniano *p.p.*, età analoga a quella del *calcare del Vajont* del Bacino di Belluno (COBIANCHI, 2002).

Ambiente deposizionale. Depositi di base scarpata e bacino, in gran parte torbiditici.

Dominio paleogeografico. Bacino carnico-sloveno.

Unità strutturali. M. Amariana, M. S. Simeone, Venzone, Trasaghis, Gemonna, M. Covria, Ledrania, M. Prat.

3.4. – FORMAZIONE DI FONZASO (FOZ)

L'unità è stata descritta per la prima volta da BOSELLINI & DAL CIN (1968) nella sezione di Ponte Serra presso Fonzaso (Belluno) ed originariamente denominata "calcarei selciferi di Fonzaso", per indicare una successione compresa tra i membri inferiore (ARV₁) e superiore (ARV₃) del Rosso Ammonitico Veronese dei settori orientali della Piattaforma di Trento. Successivamente BOSELLINI *et alii* (1981a; 1981b) hanno modificato la denominazione dell'unità in "Formazione di Fonzaso", ampliandone il significato originale e comprendendo in essa la potente successione di torbiditi bioclastiche che nel Bacino di Belluno, così come nel settore del Bacino carnico-sloveno presente nel Foglio Gemona, si interpongono tra il *calcare del Vajont* alla base e il Rosso Ammonitico Veronese al tetto.

La formazione affiora ampiamente nel Foglio; per la sua erodibilità dà spesso origine a selle ed a cenge sui versanti, soprattutto quando in essa prevale la litofacies micritico-selciferi a stratificazione sottile.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da un'alternanza irregolare di calcari micritici selciferi e biocalcareni e biocalciruditi torbiditiche. Come per il *calcare del Vajont*, anche la *formazione di Fonzaso* è caratterizzata da notevole variabilità di spessore, in accordo sia con i processi deposizionali sia con la distanza dalla piattaforma carbonatica alimentatrice. Infine, ad aumentare la variabilità dello spessore contribuiscono anche le pervasive deformazioni tettoniche sia, in aumento, con pieghe molto serrate e superfici di taglio a basso angolo sia, in diminuzione, con bande di laminazione centimetrico-metriche.

Nel settore SW (unità tettoniche M. Prat e Ledrania), la *fm. di Fonzaso* è data da biocalcareni con rare micriti e rarissima selce, di colore grigio anche scuro o talora grigio-nocciola, in strati di 30-60 cm di spessore. Sono comuni gli strati di spessore metrico (1-4 m) gradati e spesso amalgamati con base ruditica a intraclasti e bioclasti (frammenti di crinoidi, bivalvi, gasteropodi, coralli e spugne calcaree) (Fig. 32). Al M. Prat sono presenti alcune strutture canalizzate con direzione attorno a N55°, prodotte da torbiditi con base ruditica molto grossolana (clasti angolosi fino a 4-5 cm di lunghezza, di micriti e calcareniti erose dal substrato). Le facies calcarenitiche a banchi plurimetrici sono prevalenti anche nelle unità M. Covria e Gemona.

Nelle unità M. S. Simeone, Venzone, Trasaghis, Gemona e M. Covria prevalgono le micriti a radiolari e lamellibranchi pelagici, con stratificazione sottile e colori da nocciola chiaro a grigiastro (Fig. 33), nonché, localmente nell'unità Venzone, rosso più o meno scuro nella parte superiore. Alle micriti si intercalano comunemente, ma irregolarmente, calcareniti torbiditiche da medie a finissime di colore da biancastro a nocciola chiaro, con laminazioni piano-parallele o incrociate a piccola scala, in strati pluridecimetrici. La selce è molto abbondante, in noduli, liste e strati di colore da biancastro a verdastro, a rosa o rosso scuro e a grigio più o meno scuro. Localmente sono presenti sottili interstrati di calcari argillosi e di argilliti verdastre.

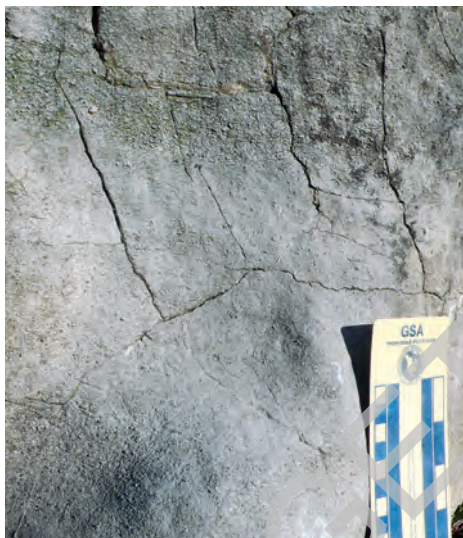


Fig. 32 - Fm. di Fonzaso nell'unità tettonica M. Prat: calcitorbiditi bioclastiche amalgamate.



Fig. 33 - Fm. di Fonzaso nell'unità tettonica M. S. Simeone: micriti selcifere con lamine argillitiche.

La microfacies delle torbiditi è rappresentata da *packstone* e/o *grainstone* bioclastici; le micriti bacinali corrispondono a *mudstone* o *wackestone* a radiolari e lamelli-branchi pelagici.

Lo spessore è molto variabile, soprattutto in rapporto alla quantità di detrito bioclastico risedimentato dalla piattaforma e alla diffusa tettonizzazione: va da 150 a oltre 200 m nelle unità Ledrania e M. Covria; ha spessore apparente di oltre 250 m nella Gemona; 60-100 m nella Trasaghis; va dai 20 ai 50 m nell'unità Venzone; nell'unità M. S. Simeone lo spessore reale è sui 25 m, mentre quello apparente può arrivare al centinaio di m; è di 1-2 m nella *successione ridotta di Casera S. Simeone*.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore con il *calcare del Vajont* è abbastanza rapido e netto, rappresentato da un cambiamento nella composizione delle torbiditi, da prevalentemente oolitiche ad esclusivamente bioclastiche, nonché dalla comparsa di selce abbondante. Ciò è evidentemente collegato alla parallela evoluzione della Piattaforma carbonatica alimentatrice, nella quale, a partire dall'Oxfordiano, gli *shoals* oolitici marginali sono sostituiti da *reef* organogeni.

Al tetto il passaggio al Rosso Ammonitico Veronese è netto, essendo marcato dalla comparsa di litofacies nodulari e dal colore rosato delle micriti nonché da una drastica riduzione o, di solito, dalla scomparsa della selce.

Nell'unità M. Covria sia FOZ che ARV₃ sono fortemente calcarenitici e di conseguenza il passaggio tra le due formazioni è transizionale e di incerta collocazione.

Nelle unità Ledrania e M. Prat il limite superiore è con i *calcari a Ellipsactinie* che progradano sulla *fm. di Fonzaso*; al M. Prat affiorano anche alcuni addentellati di spessore decametrico. Il limite è perciò transizionale con alternanze, ma netto alla scala dell'affioramento per merito delle marcate differenze litologiche tra le due formazioni.

Fossili. Nelle facies micritiche sono presenti nannofossili calcarei, radiolari e lamellibranchi pelagici. Nelle calcareniti e ruditi si osservano frequentemente *Tubiphytes morronensis*, *Trocholina elongata* e frammenti millimetrico-centimetrici di idrozoi (in particolare ellipsactinidi), coralli, poriferi, echinodermi, gasteropodi e bivalvi.

Età. Analisi biostratigrafiche sui nannofossili calcarei della *fm. di Fonzaso* del Bacino di Belluno (COBIANCHI, 2002) l'attribuiscono al Bathoniano superiore - Titoniano inferiore. Le associazioni a nannofossili determinate nella successione del M. Cumieli (unità tettonica Trasaghis) indicano un'età Bathoniano superiore - Kimmeridgiano inferiore.

Ambiente deposizionale. Base scarpata-bacino. L'unità trae origine da conoidi torbiditici coalescenti che si accumulavano al piede della Piattaforma carbonatica friulano-dinarica e nel Bacino carnico-sloveno.

Dominio paleogeografico. Base scarpata della PCFD e Bacino carnico-sloveno.

Unità strutturali. M. S. Simeone, Venzone, Trasaghis, Gemona, M. Covria, Ledrania, M. Prat.

3.5. – ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV₃)

Nel Foglio 082 “Asiago” (BARBIERI & GRANDESSO, 2007), area-tipo dell'unità, viene suddiviso in tre membri (ARV₁, ARV₂, ARV₃) che sono stati rivisitati da MARTIRE (2007). Come nel settore occidentale del Bacino di Belluno, anche nel Foglio Gemona è presente soltanto il membro superiore (ARV₃): l'inferiore, infatti, è qui grossolanamente tempo-equivalente del *calcare del Vajont*, mentre la *formazione di Fonzaso* corrisponde all'ARV₂.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. La litofacies più caratteristica e diffusa è costituita da micriti nodulari rosse e/o bianco-verdastre e grigio-verdastre ad ammoniti e belemniti, con sottili interstrati marnosi e localmente piccoli noduli di selce rossa. Nell'ARV₃ si osserva una marcata riduzione degli apporti sedimentari rispetto alla sottostante *formazione di Fonzaso*, ad eccezione dell'unità M. Covria. In quest'ultima, appartenente a un settore relativamente vicino al margine della Piattaforma carbonatica, alle micriti nodulari si intercalano abbondanti strati gradati di calcareniti e calciruditi bioclastiche, in cui si rinvencono intraclasti micritici, frammenti di crinoidi e coralli.

La microfacies è caratterizzata da *wackestone* e *packstone* a peloidi, subordinatamente da *rudstone* bioclastici che costituiscono gli strati calciruditici. La selce è piuttosto rara ed è presente per lo più al tetto della formazione.

Il suo spessore va da 5 a 20 metri, più frequentemente 8-10 m; nella *successione ridotta di Casera S. Simeone* è di alcuni decimetri.

Rapporti stratigrafici. Il Rosso Ammonitico poggia sulla *fm. di Fonzaso* ed è a sua volta ricoperto dalla Maiolica. Si distingue facilmente dalle unità sotto- e sovrastanti, a cui fa rapido passaggio, per la struttura nodulare e per il colore. Soltanto al M. Covria i limiti di letto e tetto sono di difficile individuazione a causa della natura prevalentemente calcarenitica delle formazioni.

Fossili. La microfacies è caratterizzata da crinoidi pelagici (*Saccocoma*), *Globochaete alpina*, aptici. I macrofossili sono costituiti da ammoniti e belemniti.

Età. Kimmeridgiano - Titoniano inferiore.

Ambiente deposizionale. L'aspetto nodulare nel Rosso Ammonitico è caratteristico di serie condensate in zone di alto strutturale (*plateau pelagico*), a sedimentazione prevalentemente pelagica e con presenza di una certa percentuale di argilla.

Dominio paleogeografico. Bacino carnico-sloveno.

Unità strutturali. M. S. Simeone, Venzone, Trasaghis, Gemona e M. Covria.

3.6. – SUCCESIONE RIDOTTA DI CASERA SAN SIMEONE (SRX)

Nel settore centrale del massiccio del M. S. Simeone, presso la Casera omonima, la Fm. del M. Zugna è ricoperta da una successione comprensiva di 6 unità, corrispondenti all'intervallo compreso fra il Pliensbachiano *p.p.* e il Cenomaniano: Encrinite di Fanes Piccola, *calcarea del Vajont*, *formazione di Fonzaso*, Rosso Ammonitico Veronese (15 m in totale), Maiolica (5-20 m) e *scaglia variegata alpina* (circa 13 m), con uno spessore complessivo che non arriva a 50 metri.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. A dispetto del loro ridotto spessore le unità sopra ricordate conservano le caratteristiche di facies peculiari di ognuna di esse, cui si rinvia.

Ambiente deposizionale. La forte riduzione di spessore, in considerazione della deposizione in ambiente di mare profondo di ognuna delle unità di spessore ridotto, potrebbe essere ascritta ad una paleotopografia di soglia sottomarina che avrebbe agito come zona di *by-pass* nei confronti della risedimentazione prevalentemente torbiditica.

Dominio paleogeografico. Bacino carnico-sloveno.

Unità strutturale. M. S. Simeone.

3.7. – MAIOLICA (MAI)

Si tratta di un'unità tradizionale (PETTI F.M. & FALORNI P., 2007), che corrisponde alla successione pelagica micritico-selciferà di prevalente colore bianco che caratterizza il limite Giurassico-Cretacico in larghi settori dell'area alpino-appenninica. La stessa unità è più nota nel Sudalpino orientale con il termine di



Fig. 34 - Micriti selcifere della Maiolica nell'unità tettonica Venzone.

“Biancone”. La formazione affiora ampiamente nel Foglio Gemona, ma con caratteri litologici e spessori variabili in rapporto alla diversa posizione dei vari settori considerati nel sistema Piattaforma carbonatica friulano-dinarica - Bacino carnico-sloveno.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è prevalentemente costituita da micriti in strati centimetrico-decimetrici (Fig. 34) e da calcareniti fini, localmente laminate e gradate, in strati decimetrico-metrici; il colore è per lo più biancastro, bianco-ver-

daastro e grigio-verde chiaro. Noduli e liste di selce biancastra, bruna, grigia o nerastra sono sempre presenti. A Cima di Campo e sul versante sinistro della Val Venzonassa) sono presenti alcuni metri di micriti e calcareniti selcifere di color rosso scuro al limite con l'ARV₃.

Come per le unità OOV, FOZ e ARV₃, anche per la Maiolica si osserva un graduale aumento della quantità e dello spessore degli strati risedimentati calcarenitico-ruditici verso il margine della Piattaforma (cioè verso SW). Inoltre, lo spessore degli strati e la granulometria dei materiali risedimentati aumenta anche dal basso verso l'alto della successione, suggerendo una tendenza progradazionale della piattaforma alimentatrice. Di conseguenza, nel settore più prossimale (unità tettonica M. Covria) la classica facies micritica è praticamente assente e l'unità è formata da strati molto spessi di calcareniti e calciruditi intra-biostatiche, di color grigio chiaro, con selce dispersa in frammenti angolosi centimetrici (Fig. 35); gli strati possono avere struttura caotica oppure, meno comunemente, essere gradati.

Dal punto di vista tessiturale l'unità è formata prevalentemente da *mudstone-wackestone* e da subordinati *packstone*; nell'unità M. Covria la Maiolica è costituita da *grainstone* e *packstone* bioclastico-intraclastici, talora gradati e laminati.

Lo spessore totale passa da 60-150 m nelle unità tettoniche M. Covria, Gemona e Trasaghis ad alcune decine in quelle M. S. Simeone e Venzone.

Rapporti stratigrafici. La Maiolica poggia sui calcari nodulari del Rosso Ammonitico Veronese con passaggio netto o comunque rapido. Nell'unità M. Covria sia ARV₃ che MAI sono fortemente granulari e di colore grigio-verdastro, di modo che il limite risulta alquanto approssimativo in campagna. Al tetto la

Maiolica passa alla *scaglia variegata alpina* con limite netto evidenziato dalle marni nere del *livello Selli* oppure da caratteristici corpi di breccia (Fig. 37).

Fossili. Le micriti sono caratterizzate da calpionellidi e radiolari, mentre le calcareniti sono ricche di articoli di crinoidi e frammenti di idrozoi, gasteropodi, bivalvi ed alghe.

Età. Titoniano superiore - Barremiano. La presenza di *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Crassicollaria parvula* e *Tintinnopsella carpathica* riferiscono la parte inferiore della formazione al Titoniano superiore (CHANNEL & GRANDESSO, 1987). Il tetto viene attribuito al Barremiano superiore, per i rapporti con la *scaglia variegata alpina* soprastante, datata all'Aptiano inferiore su base biostratigrafica.

Ambiente deposizionale. Le facies micritico-selcifere derivano dalla mescolanza in varie proporzioni di fango pelagico e fango prodotto in piattaforma ed esportato al largo in sospensione (fango di peri-piattaforma) Le facies granulari derivano da risedimentazione torbidity, anch'esse provenienti dal margine della Piattaforma.

Dominio paleogeografico. Base scarpata della PCFD - Bacino carnico-sloveno.
Unità strutturali. M. Covria, Gemona, Trasaghis, Venzone, M. S. Simeone.



Fig. 35 - Maiolica nell'unità tettonica M. Covria: strato plurimetrico di calciruditi intra-bioclastiche con clasti angolosi di selce.

3.8. – SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA)

Nella cartografia geologica dell'area veneta erano tradizionalmente inglobate nella porzione superiore della Maiolica le policrome alternanze calcareo-marnose che nell'area caratterizzano l'intervallo Aptiano-Cenomaniano (cfr. Fogli 23-Belluno, 36-Schio, 37-Bassano alla scala 1:100.000) Il termine di “Scaglia Variegata” è stato utilizzato per la prima volta nell'area delle Prealpi Carniche da BOSELLINI & SARTI (1978) nel gruppo M. Cuar - M. Covria; essi attribuirono un'età cenomaniano-turoniana alla parte superiore della formazione e stimarono lo spessore in 50 metri circa. CARULLI *et alii* (2000a) denominarono l'unità come “Scaglia Variegata e Scaglia Selciferà”, mettendone in evidenza l'eterogeneità litologica.

La *scaglia variegata alpina* affiorante nel Foglio corrisponde alla “Scaglia variegata” di CLAPS & MASETTI (1994) delle Prealpi venete e di AVANZINI (2002); la denominazione informale di *scaglia variegata alpina* è stata introdotta da PICOTTI (2003) al fine di non confonderla con l'omonima unità di età eocenica della successione di Possagno (CITA, 1975) e dell'Appennino centro-settentrionale. Il termine *scaglia variegata alpina* è stato infine utilizzato nel Foglio 082 “Asiago” (BARBIERI & GRANDESSO, 2007).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. La *scaglia variegata alpina* presenta una notevole eterogeneità, con ripetute alternanze (Fig. 36) di:

- micriti nerastre con letti di selce scura e interstrati marnosi centimetrici;
- micriti verdastre, grigie o rosate, in strati di 2-10 cm, talvolta ad aspetto nodulare, generalmente con selce gialla, rossa o nera in noduli o letti, raramente con laminazioni piano-parallele;
- marne rosso scuro in facies di “Scaglia rossa”, con immersi piccoli clasti chiari di calcari bioclastici di piattaforma, e siltiti rosse a laminazione incrociata;



Fig. 36 - Scaglia variegata alpina: alternanze di micriti selciferi e marne grigie, nere, giallastre e rosa chiaro, intercalate da calcareniti bioclastiche biancastre (unità tettonica Lusevera).



Fig. 37 - Scaglia Variiegata Alpina: breccia basale (unità tettonica M. S. Simeone).

- calcareniti a bioclasti di piattaforma da fini a grossolane, talvolta laminate, di colore nocciola chiaro o grigiastro, talora a fiamme rosa, con liste e noduli di selce bianca, rossa, grigia o nera;
- corpi ruditici, talora gradati e con base erosiva, di spessore da metrico a plurimetrico, formati da clasti subarrotondati-subangolosi con diametro da 2 a 20 cm, dispersi in una matrice bioclastica, con frammenti angolosi di selce (Fig. 37).

In alcune località sono presenti le marne nere e le micriti del *livello Selli* (Aptiano inferiore) e del *livello Bonarelli* (Cenomaniano superiore), rispettivamente base e tetto della formazione.

Dal punto di vista tessiturale le calcareniti corrispondono a *wackestone-packstone* bioclastici a orbitolinidi, textularidi, frammenti di echinodermi e corallinaceae. Nei *rudstone* si rinvengono intraclasti micritici e bioclasti tra i quali orbitolinidi e frammenti di rudiste.

La base della formazione è spesso caratterizzata da un corpo plurimetrico di conglomerato gradato che si sovrappone con contatto erosivo alle micriti e alle calcareniti della Maiolica (Fig. 37). Il conglomerato ha clasti subarrotondati bianchi e bianco-nocciola, grigiastri o rossi, dalle dimensioni massime di 15-20 cm, con matrice bioclastica distribuita irregolarmente, ricca di orbitolinidi e frammenti isorientati di rudiste, nonché di intraclasti micritici e di selce.

A sud di Avasinis (unità M. Covria) e sul già citato versante meridionale del M. S. Simeone (unità tettonica Venzone), alla base della successione è stato osservato il *livello Selli* dell'Aptiano inferiore, altrove mancante. Esso è caratterizzato da tre livelli di marne nere alternate a calcareniti bioclastiche. Gli spessori di questi livelli sono di 5-10 cm a sud di Avasinis, mentre quelli riscontrati sul M. S. Simeone si aggirano sui 40-65 cm.

Solo sul versante settentrionale del Cuel di Lanis (unità Trasaghis), al tetto della successione sono stati ritrovati alcuni metri di micriti nere del Cenomaniano sommitale, riferibili al *livello Bonarelli*.

Lo spessore della formazione è di 100-150 metri sul versante settentrionale del M. Covria nell'omonima unità tettonica; va da circa 80 a 40 m nell'unità Trasaghis; da 60 a 35 m nell'unità Venzone e da circa 40 a 13 m nell'unità M. S. Simeone.

Rapporti stratigrafici. La *scaglia variegata alpina* poggia sulle micriti o le calcareniti della Maiolica con limite netto evidenziato dalla comparsa delle marne nere del livello Selli oppure dal corpo di conglomerato sopradescritto. Il limite superiore con la *scaglia rossa friulana* (SRF) può essere transizionale, segnato dalla comparsa di micriti e marne calcaree nodulari rosse e rosate a selce rossa o giallastra della SRF, oppure netto se alla base della SRF sono presenti corpi di breccie.

Fossili. Il contenuto micropalontologico nelle micriti e nelle marne è ricco in foraminiferi planctonici: *Costellagerina libyca*, *Dicarinella algeriana*, *Globigerinelloides blowi*, *Planomalina buxtorfi*, *Praeglobotruncana gibba*, *P. stephani*, *Rotalipora appenninica*, *R. balernaensis*, *R. cushmani*, *R. gandolfi*, *R. greenhornensis*, *R. ticinensis*, *Ticinella roberti*, ed *Hedbergella*.

Età. Aptiano - Cenomaniano. La base della formazione appartiene alla Zona a *Globigerinelloides blowi* dell'Aptiano inferiore; al tetto si succedono la Zona a *Rotalipora cushmani* e la Zona a *Whiteinella archeocretacea* del Cenomaniano-Turoniano, entro la quale cade il limite con la *scaglia rossa friulana*. L'età è quindi compresa fra l'Aptiano inferiore ed il passaggio Cenomaniano-Turoniano secondo gli schemi biostratigrafici di PREMOLI SILVA & SLITER (1995) e di ERBA *et alii* (1999).

Ambiente deposizionale. La deposizione della VAA è avvenuta in ambiente pelagico di base scarpata e bacinale, interessato, specie durante l'Aptiano-Albiano, da sedimentazione calcitorbiditica proveniente dalla Piattaforma carbonatica, che poteva anche erodere il substrato inglobandone clasti calcarei e di selce.

Dominio paleogeografico. Base scarpata della PCFD - Bacino carnico-sloveno.

Unità strutturali. M. Covria, Trasaghis, Venzone, M. S. Simeone.

3.9. – SCAGLIA ROSSA FRIULANA (SRF)

Il nome è stato introdotto nel Foglio 065 “Maniago” (ZANFERRARI coord.), 2008a; ZANFERRARI *et alii*, 2008b) per definire un'unità litologicamente eterogenea delle Prealpi Carniche, che si differenzia dalle successioni di *scaglia rossa* del Veneto presenti sia nell'area corrispondente alla Piattaforma di Trento che nel Bacino di Belluno. Infatti, alle classiche litofacies bacinali micritico-marnoso-selcifere si intercalano – in particolare nella parte inferiore – corpi fino a decametrici di breccie e di calcareniti bioclastiche, provenienti dalla Piattaforma carbonatica friulana. Tale successione era stata definita “Scaglia rossa con breccie a cemento marnoso rosso e strati arenacei marnosi” nel F. 24-Maniago della Carta Geologica delle Tre Venezie (ZENARI, 1927). Il potente corpo bioclastico basale era stato denominato “calcari di Andreis” da CUVILLIER *et alii* (1968) e in tal

senso era stato successivamente utilizzato da vari Autori.

L'età della *scaglia rossa friulana* del F. 065 Maniago, e dei settori circostanti posti ad nord e ad ovest, è compresa tra il Selandiano *p.p.* e l'Ypresiano inferiore. La sua base è discordante su una paleosuperficie d'erosione ed incarsimento formatasi sulla Piattaforma carbonatica durante la sua emersione come *peripheral bulge* tra il Maastrichtiano basale e il Selandiano *p.p.* La sedimentazione della SRF di quest'area è avvenuta nel nuovo bacino di avampaese formatosi lungo il sistema di sovrascorrimenti dinarici più esterni, fra i quali il più importante è quello di Palmanova (Fig. 5). Di conseguenza la successione registra una diminuzione degli apporti dei depositi risedimentati verso l'alto, tanto che la parte media e superiore è priva di corpi di breccie e di intercalazioni calcarenitiche.

Il termine è ora esteso al Foglio 049 "Gemona del Friuli", e quindi alle Prealpi Giulie, per definire un'unità che ha caratteristiche litologiche sostanzialmente analoghe ed è anche qui in stretto rapporto con il sistema di sovrascorrimenti dinarici, che ne controllano la sedimentazione.

Esistono però differenze di età e di polarità nella sedimentazione. Relativamente al Foglio "Gemona" l'età di SRF va complessivamente dal Turoniano fino al Maastrichtiano *p.p.*, con le seguenti particolarità temporali e spaziali:

1) la *scaglia rossa friulana* è una successione bacinale micritico-argilloso-selciferà fino al ?Santoniano-Campaniano *p.p.* (Fig. 38a), depostasi nel Bacino carnico-sloveno e al piede della scarpata della Piattaforma friu-



Fig. 38a - SRF: micriti argillose e marne del Turoniano superiore (unità *Trasaghis*).



Fig. 38b - SRF: marne maastrichtiane con livelli e lingue centimetrici di bioclasti di piattaforma (unità *M. Cladis*).

lano-dinarica, da cui provenivano i corpi di torbiditi bioclastiche intercalati nelle litofacies bacinali; questa successione è stata cartografata come SRF;

2) nelle unità tettoniche dinariche interne, in crescita alla fine del Cretacico, la *scaglia rossa friulana* nella litofacies SRF è seguita dal *flysch della Valle Uceca* a partire dal Campaniano superiore e nel Maastrichtiano *p.p.*;

3) più ad occidente, nel settore di avampaese-avanfossa dinarico, nel Campaniano superiore e nel Maastrichtiano la *scaglia rossa friulana* è formata in gran parte da potenti accumuli di breccie caotiche ed eterometriche di frana, a matrice marnosa rossa (Fig. 39) o verdastra, in cui sono inseriti livelli metrici di marne rosse (Figg. 38b e 40). Gli accumuli si sono formati al piede di faglie normali che si sono attivate nella Piattaforma carbonatica in annegamento per il carico del sistema di *thrust* dinarici in migrazione verso WSW.

Pertanto, nel terzo caso la *scaglia rossa friulana* è una successione che si è deposta su una serie di blocchi della PCFD annegati nell'avanfossa dinarica; all'interruzione dei processi di collasso poteva riprendere la deposizione delle emipelagiti in facies di "Scaglia Rossa"*s.s.* (Fig. 40). Questa parte della *scaglia rossa friulana* è stata cartografata come SRF_a.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. In sintesi, e secondo la chiave di lettura sopra fornita, la *scaglia rossa friulana* nella litofacies francamente bacinale, cioè SRF, è formata da micriti argillose rossastre o rosa pallido in strati

medio-sottili, talora nodulari, alternate a marne di colore rosso mattone in strati centimetrico-decimetrici (Fig. 38a). La selce è localmente abbondante, prevalentemente di colore rosso, bruno e giallastro. In questa litofacies possono intercalarsi strati torbiditici fino a plurimetrici di calciruditi e calcareniti ad elementi di piattaforma, talora inglobanti intraclasti provenienti dall'erosione della *scaglia rossa* stessa (unità tettoniche M. Amariana, Venzone, M. S. Simeone, Trasaghis).

Le unità M. Cladis e M. Bernadia e, ad ovest, l'unità M. Covria e la Gemona limitatamente alla "scaglia tettonica di Stavoli Battistella", sono caratterizzate dalla litofacies SRF_a, cui corrispondono breccie fortemente eterometriche ad elementi sia di Calcarea del Cellina che di *calcarea del M. Cavallo*, rilegati da matrice marnosa rossastra o verdastra (Fig. 39), che



Fig. 39 - SRF_a: breccie a blocchi di CEL, di CMC e di SRF in matrice marnosa rossa del Maastrichtiano (unità M. Bernadia).



Fig. 40 - SRF_a: breccie ad elementi calcarei e selciferi giurassico-cretacici sul blocco ribassato della faglia di Pra da Steppa (32 in Fig. 80), intercalate da livelli metrici di marne calcaree rosse.

possono essere intercalate da livelli decimetrico-metrici di marne calcaree e marne rosse (Fig. 40). Solo nella zona Vallemontana-Monteprato dell'unità M. Cladis affiora anche la litofacies micritico-marnosa rossa SRF (Fig. 38b).

Gli spessori della *scaglia rossa friulana* sono molto variabili in rapporto al numero e allo spessore dei corpi grossolani intercalati. Indicativamente, per la litofacies SRF vanno da alcune a molte decine di m; gli spessori massimi affioranti della litofacies SRF_a superano localmente il centinaio di m.

Rapporti stratigrafici. La litofacies SRF giace in disconformità sul *calcare del Vajont* nell'unità M. Amariana, mentre si sovrappone in continuità, con passaggio netto, alla *scaglia variegata alpina* nelle unità M. Covria, Venzone, Trasa-ghis e M. S. Simeone.

La litofacies SFR_a poggia con contatto disconforme su *Calcare del Cellina* (Hauteriviano, a S. Osvaldo, Valle del Torre) nell'unità tettonica M. Bernadia; su *calcare del M. Cavallo* (Cenomaniano a Vallemontana, presso Nimis) nell'unità M. Cladis.

Il limite superiore è erosivo e discordante con il *flysch del Grivò*; è in continuità, anche se di solito tettonizzato, con il *flysch della Valle Ucea*. In Valle Ucea presso il limite orientale del Foglio, il contatto di quest'ultimo con la *scaglia rossa friulana* (che giace su FAS, su FMZ e infine su DAH) è in *off-lap* sul fianco di un'anticlinale di rampa in crescita nel tardo Cretacico.

Fossili. Il contenuto microfaunistico è tipicamente costituito da globotruncanidi: *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana arca*, *G. falsostuarti*, *G. hilli*, *G. linneiana*, *G. orientalis*, *G. ventricosa*, *Globotruncanita stuartiformis*, *G. elevata*, *Radotruncana calcarata*.

Età. Turoniano - Maastrichtiano *p.p.*

Ambiente deposizionale. Da base scarpata di piattaforma carbonatica a bacino; piede di scarpata di faglia normale in avanfossa; incisioni sottomarine.

Dominio paleogeografico. Bacino carnico-sloveno e avanfossa dinarica.

Unità strutturali. M. Amariana, M. S. Simeone, Venzone, Trasaghis, Gemona (limitatamente alla “scaglia tettonica di Stavoli Battistella”), M. Covria, M. Bernadia, M. Cladis.

4. – SUCCESIONE TORBIDITICA CRETACICO-PALEOGENICA (M.E. Poli, C. Stefani, A. Zanferrari)

4.1. – FLYSCH DELLA VALLE UCCEA (UCC)

L'unità è stata istituita da WINKLER-HERMADEN (1936) ed utilizzata da KOSMAT e WINKLER-HERMADEN per la realizzazione del F. 26-Tolmino della Carta geologica delle Tre Venezie (FABIANI *et alii*, 1937) (“Marne e arenarie grigie alternate, con rari Inocerami. Generalmente a facies di Flysch”). Era già stata cartografata da FERUGLIO (1925) nel F. 25-Udine come: “Senoniano - Complesso arenaceo-marnoso con strati e banchi di breccie e brecciole calcaree” e da GORTANI & DESIO (1925) per il F. 14-Pontebba come: “Senoniano - Complesso arenaceo marnoso plumbeo di Valle Ucea”. Nella zona del Foglio Gemona e circostante è stato studiato, ma senza fornire una sezione stratigrafica di riferimento, da CERETTI (1965), da COUSIN (1981) e da TUNIS & VENTURINI S. (1984).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta di un complesso torbiditico, costituito ad oriente nell'area-tipo della V. Ucea (solo marginale nel Foglio) dalla ripetizione ciclica di areniti ibride (prevalenti grovacche litiche, con presenza di quarzo fino al 60%) in strati sottili e medi (10-40 cm), che passano a siltiti di colore grigio brunastro e rossastro. Nel resto dell'area del Foglio il *flysch della Valle Ucea* è rappresentato da marne o argilliti brunorossastre, grigio scure o nerastre, in strati da decimetrici a metrici, con sporadici strati medio-spessi a base arenitica laminata o gradata (Fig. 41 e Fig. 42). Le areniti hanno gradazione normale e nelle siltiti di tetto compare la laminazione planare. Si possono riconoscere gli intervalli c-d-e della sequenza di Bouma. Nell'area del Foglio sono raramente presenti livelli basali calciruditicci medio-spessi a clasti carbonatici centimetrici subangolosi-subarrotondati. In queste porzioni della successione aumenta anche la percentuale di calcareniti e di calcisiltiti.

Nella bassa Valle Ucea, poco a est del Foglio (unità tettonica M. Amariana), nella parte inferiore della successione sono inseriti corpi di breccie carbonatiche

ed olistoliti di *calcare del Dachstein* di dimensioni da decametriche a ettometriche, già segnalati da FERUGLIO (1925b) e da COUSIN (1981). Nella stessa valle, a cavallo del margine orientale del Foglio, il *flysch della Valle Ucceca* poggia in disconformità, successivamente da NW a SE, su: SRF, MAI, OOV, FMZ (Fig. 43) e infine DAH. Questa situazione si verifica sul fianco SW di una macro-anticlinale dinarica di rampa frontale, SW-vergente, che era in crescita nel bacino del *flysch della Valle Ucceca*.

La formazione mostra importanti variazioni composizionali e sedimentologiche, che sono legate alla distanza dei vari settori bacinali considerati rispetto alle unità di *thrust* in crescita, formate superiormente da rocce prevalentemente carbonatiche. In questo senso, la parte in cui prevalgono le litofacies silicoclastiche fini, marnose e siltitico-arenacee con scarsi e sottili livelli calcarenitici, rappresenta una successione distale. Essa può essere esclusiva della successione nei settori occidentali del Foglio (unità tettoniche M. S. Simeone, Venzone e Trasaghis) oppure (unità M. Amariana) ne rappresenta la parte superiore. In questo caso la parte inferiore della successione è caratterizzata da più abbondanti calcareniti e calciruditi, nonché, localmente, da corpi caotici metrico-decametrici di breccie e da olistoliti, e rappresenta una parte prossimale del *flysch della Valle Ucceca*, che in questo caso diventa *fining and thinning upward*.

Nell'area del Foglio il *flysch della Valle Ucceca* è un orizzonte su cui si accavallano *thrust* dinarici e quindi il suo spessore va da alcune a molte decine di m, superando il centinaio solo localmente (Fig. 42). In Valle Ucceca e in Slovenia, nella Valle dell'Isonzo, raggiunge le molte centinaia di m.

Rapporti stratigrafici. Le caratteristiche del limite inferiore, netto con SRF, dipendono anche dalla situazione tettonica sin-deposizionale del substrato: UCC



Fig. 41 - Flysch della Valle Ucceca nella facies pelitico-arenacea distale: notare la fortissima laminazione delle peliti e il boudinage dei sottili strati arenitici gradati. Casera Ungarina; unità tettonica Venzone.



Fig. 42 - Il flysch della Valle Ucea nella facies pelitico-arenacea distale alla testata della valle del Rio dai Fraris, al letto del sovrascorrimento dinarico omonimo, ora verticalizzato dalla compressione neoalpina (unità tettonica Venzone). In alto a sinistra un potente corpo di breccie di versante del complesso di Monteperta, prodotto dalla disgregazione dei calcari cataclastici e brecciati della Fm. del M. Zugna (unità tettonica M. S. Simeone).



Fig. 43 - Flysch della Valle Uccia in appoggio disconforme (freccia) su Fm. del M. Zugna sul fianco rovesciato dell'anticlinale di rampa frontale di un'unità di thrust in crescita nel Campaniano-Maastrichtiano; nella successione torbiditica sono visibili vari olistoliti carbonatici (DAH, FMZ); bassa Valle Uccia oltre il margine NE del Foglio.

può essere in successione regolare con la *scaglia rossa friulana* della litofacies SRF, anche se di regola tettonizzato, oppure disconforme su questa oppure su MAI, OOV, FMZ o DAH con una breccia basale calcarea a matrice marnosa di alcuni decimetri. Il limite superiore è sempre tettonico.

Fossili. Nella frazione pelitica sono presenti (TUNIS e VENTURINI S., 1984): *Globotruncana arca*, *G. gr. lapparenti*, *G. conica*, *G. stuartiformis*, *G. stuarti*, oltre ad altre forme (*Heterohelix*, *Pseudotextularia*, *Heterolepa*, *Reophax*, *Saccamina*); comune la presenza di resti di organismi risedimentati dalla piattaforma (*Siderolites*, *Orbitoides*, alghe calcaree e frammenti di rudistidi).

Età. Sulla base dei foraminiferi planctonici la formazione è attribuita al Campaniano *p.p.* - Maastrichtiano *p.p.*

Ambiente deposizionale. Contrariamente a quanto ipotizzato da TUNIS e VENTURINI S. (1984), le caratteristiche petrografiche, sedimentologiche e stratigrafiche del *flysch della Valle Uccia* nell'area del Foglio, e ad est fino alla Valle dell'Isonzo, indicano un ampio bacino di avanfossa in comunicazione con aree sorgenti settentrionali, nel quale erano in crescita unità di *thrust* durante la sedimentazione delle torbiditi.

Dominio paleogeografico. Avanfossa dinarica.

Unità strutturali. M. Amariana, M. S. Simeone, Venzone e Trasaghis.

4.2. – FLYSCH DEL GRIVÒ (GRI)

L'unità è stata definita informalmente da TUNIS & VENTURINI S. (1987), che ne descrissero la sezione stratigrafica lungo la valle del T. Grivò (F. 067 “Cividale del Friuli”). L'unità corrisponde ai “Conglomerati pseudocretacici” di TARAMELLI (1871) e all'orizzonte A (“calcarei brecciati con marne ed arenarie”) e B (“calcare brecciato a nummuliti, orbitoidi e lithothamnium”) di MARINELLI (1902). Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (FERUGLIO, 1925a) e in FERUGLIO (1925b) l'unità corrisponde alle “marne e arenarie (Flysch) alternate a grossi banchi di breccie calcaree grossolane passanti superiormente a brecciole, a calcari arenacei compatti e a calcari marnosi”. L'Autore assegna ai banchi principali un numero progressivo dal basso verso il tetto della successione; i maggiori sono contrassegnati come 3, 11 e 15. VENZO e BRAMBATI (1969) inseriscono il *flysch del Grivò* nel “flysch di Stregna”, un'unità informale ora abbandonata, costituita da “arenarie con intercalazioni di marne, conglomerati, calcareniti o brecciole calcaree”.

Il *flysch del Grivò* è caratterizzato da importanti *marker* litostratigrafici isocroni rappresentati da megastrati (MS) talora di spessore eccezionale. Vari Autori hanno assegnato ai megastrati principali un nome, associandolo alla numerazione di FERUGLIO: megastrato di M. Joanaz (MS 3) in PIRINI RADRIZZANI *et alii* (1986); megastrato di M. Staipa-Topli Uorch (MS 6) in TUNIS & VENTURINI S. (1987); megastrato di M. Carnizza (MS 10) in TUNIS & VENTURINI S. (1987); «strato complesso di Vernasso» in GNACCOLINI (1968) (MS 11); megastrato di Porzus (MS 15) in TUNIS & VENTURINI S. (1987). Una dettagliata descrizione sedimentologica dei megastrati è stata proposta da TUNIS & VENTURINI S. (1992) e da CATANI & TUNIS (2001).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da torbidi sottili e medio-sottili silicoclastiche ed ibride, con rapporto arenaria/pelite (A/P) e spessore medio dei livelli arenitici variabili; in esse si intercalano megastrati a prevalenti elementi carbonatici (MS) talvolta molto potenti, di regola caratterizzati da uno spesso livello di olistostroma alla base. I megastrati carbonatici, che rappresentano il prodotto deposizionale di imponenti frane sottomarine, sono degli utilissimi *marker* stratigrafici isocroni in virtù del loro spessore di solito imponente e della loro ragguardevole estensione laterale. Essi sono presenti lungo tutta la successione del *flysch del Grivò*, ma hanno la loro massima espressione nella porzione inferiore-media della successione: verso l'alto essi tendono ad essere sostituiti da banchi calciruditico-calcarenitici, da areniti ibride e da paraconglomerati ricchi di ciottoli silicei.

Nella sezione-tipo della Valle del T. Grivò (TUNIS e VENTURINI, 1987), lo spessore complessivo dell'unità è di circa 1500 m. In ZANFERRARI *et alii* (2008d) viene presentata la sezione stratigrafica del *flysch del Grivò* affiorante da Porzus ad Attimis: quest'ultima va dal MS di Porzus (MS 15) fino al *top* della successione (MS 23) per un totale di circa 1000 m.

Nell'ambito del Foglio Gemona il GRI è fortemente tettonizzato: le sezioni che presentano maggiore continuità sono quella esposta lungo la direttrice

M. Felettis - M. Cras (porzione medio-superiore della successione) e quella lungo la valle del T. Cornappo presso la confluenza con il T. Gorgons (porzione medio-inferiore).

Nel Foglio sono state distinte quattro litofacies principali, distinguibili per caratteri litologici e sedimentologici. Tali litofacies possono sia intercalarsi reciprocamente in varia misura sia caratterizzare ampie porzioni dello spessore totale del *flysch del Grivò*, costituendo intervalli di successione che presentano un'ottima continuità laterale, come nel caso della litofacies 3.

1 - *Litofacies marnoso-arenacea* (GRI in Legenda). È rappresentata da torbiditi arenaceo-marnose generalmente fini, talora medie, in strati da sottili a medi (Fig. 44). Si osservano calcareniti a grana media fino a grossolana alla base, talora con superfici basali erosive. A differenza delle *marne e arenarie di Savorgnano* (SVO), al *top* degli strati sono comuni i frustoli carboniosi. Gli strati sono gradati e spesso la sequenza di Bouma è completa. Il rapporto arenite/pelite è generalmente superiore ad 1. Alla base delle torbiditi marnoso-arenacee sono comuni i calchi prodotti da trascinarsi di oggetti o da impatto delle correnti (paleoflussi provenienti generalmente da NW) e piste biologiche.

2 - *Strati calciruditico-calcarenitici* (GRI in Legenda). Si tratta di corpi metrici o plurimetrici organizzati in una coppia arenite-conglomerato (Fig. 45). La base conglomeratica, normalmente gradata o, meno comunemente, massiva, si presenta da clasto- a matrice-sostenuta ed ha composizione carbonatico-selciferà. I clasti sono generalmente ben cerniti da arrotondati a sub-arrotondati. I clasti di dimensioni maggiori sono di taglia centimetrica, più raramente decimetrica. La calcirudite passa gradualmente a calcarenite dove in genere sono riconoscibili gli intervalli della sequenza di Bouma. I banchi calciruditico-calcarenitici sono per lo più discontinui lateralmente anche su brevi distanze (alcuni metri), talora lenticolari e canalizzati.

3 - *Megastrati a prevalenti elementi carbonatici con megabreccia basale* (GRI_a in Legenda). Per descrivere l'organizzazione interna dei megastrati ci si è riferiti al modello di facies proposto da LABOUME *et alii* (1983) e da SEGURET *et alii* (1984), che prevede la suddivisione dei corpi torbiditici in cinque unità



Fig. 44 - *Litofacies arenaceo-marnosa del flysch del Grivò*.



Fig. 45 - *Banco calciruditico-calcarenitico nel flysch del Grivò affiorante presso Monteperta.*



Fig. 46 - *Megabreccia basale del megastrato di Vernasso presso Taipana.*

interne, raggruppate in due segmenti che sono rispettivamente di megabreccia basale (3a) e di megatorbidite (3b).

3a - *Megabreccia basale*. È generalmente organizzata in due porzioni, una inferiore ed una superiore. Nella porzione inferiore (Fig. 46) si osservano spesso olistoliti anche di dimensioni metrico-decamiche di calcari cretatici di piattaforma (CEL e CMC), di calcari micritici bacinali (MAI) e di *scaglia rossa*. Gli olistoliti di maggiori dimensioni (**GRI_c** in Legenda) sono stati osservati sulla cima del M. Lanta e del M. Ban (calcari paleoceni di piattaforma), lungo la strada per Taipana (Calcare del Cellina, Fig. 47) e presso Borgo Val (Maiolica).

Passando verso l'alto gli olistoliti scompaiono, mentre all'interno della megabreccia divengono più frequenti i brandelli anche metrici di torbiditi marnoso-arenacee strappate dal fondo e completamente disarticolate. Non sono rari gli *slump* pluridecamiche (Fig. 48).

La porzione di megabreccia si chiude di solito con una breccia con clasti prevalentemente carbonatici centimetrico-decimetrici da subarrotondati ad angolosi e rara selce. La parte inferiore di questa unità è prevalentemente fango-sostenuta, mentre verso la sommità il contenuto in matrice diminuisce e prevale la tessitura clasto-sostenuta.

Da segnalare un potente corpo di megabreccia che si sovrappone con contatto erosivo e discordante alla *formazione di Fonzaso* (Fig. 49) lungo la valle



Fig. 47 - Olistolite di Calcare del Cellina nel megastrato di Vernasso affiorante presso Taipana.



Fig. 48 - Slump nella parte basale di un megastrato (MS di Vernasso?).

del T. Vegliato (Gemona). I clasti sono di dimensioni anche plurimetriche, da angolosi a subangolosi, e contengono prevalentemente litologie della successione cretacea bacinale. Il corpo di frana sottomarina si estende lungo il versante settentrionale del M. Cuarnan fino a q. 850, dove esso sigilla un'articolata paleomorfologia, sovrapponendosi con contatto erosivo sia al *calcare del Vajont* che alla *fm. di Fonzaso*.

Nell'unità tettonica Ledrania affiora una successione di *flysch del Grivò* con caratteri litologici e stratigrafici peculiari, che è stata cartografata come GRI_a. Essa era stata riferita da BOSELLINI & SARTI (1978) al "calcare di Soccher" di età giurassico-cretacea, in conseguenza del contenuto micropaleontologico risultante dall'esame di sezioni sottili.

Si tratta di una successione di almeno 400 m di spessore, formata da corpi caotici decametrici, spesso amalgamati, di breccie calcaree e calcareo-selcifere biancastre, ad elementi angolosi-subangolosi con margini compenetrati e dimensioni di regola inferiori ai 5 cm. Gli elementi calcarei sono tutti provenienti da piattaforma carbonatica sia giurassico-cretacea (ELL, CEL e CMC) che del Paleocene superiore - Eocene inferiore. I clasti di selce sono spigolosi, di dimensioni millimetriche e di prevalente colore nero o biancastro; sono del

tutto subordinati rispetto alla frazione carbonatica e spesso assenti. Nelle brecce si intercalano e si adentellano ovunque livelli della litofacies marnoso-arenacea (“1”) del *flysch del Grivò*, talora con base ruditica, con spessori fino alla cinquantina di m, oppure rari strati decimetrici calcarenitico-calcisiltitici. A Stavoli Val di sopra è stato inoltre cartografato un megastrato “classico” di *flysch del Grivò* (GRI_a) pluridecametrico, con olistostroma basale e un olistolite di Calcarea del Cellina lungo 150 m e con spessore di oltre 20 m.

3b - *Megatorbidite*. Il passaggio dalla megabreccia alla litofacies successiva è di solito netto: superiormente al corpo di megabreccia si rinviene la torbidite vera e propria che ha inizio con una calcirudite gradata normalmente (Fig. 50), in genere ben classificata con clasti da spigolosi a sub-arrotondati di carbonati e di selce varicolore, che sfuma verso l'alto a calcarenite gradata ed infine a pelite. Lo spessore della megatorbidite è variabile, ma sempre plurimetrico.

Nell'area del Foglio lo spessore dei singoli megastrati è assai variabile soprattutto per quanto attiene la porzione basale di megabreccia. Il megastrato con massimo spessore risulta essere il MS di Vernasso che affiora lungo la valle del T. Gorgons con una potenza di circa 150 m. Lo stesso MS sembra però rastremarsi velocemente verso NW, riducendosi in Valcalda a circa 50-70 m di spessore.

4 - *Paraconglomerati* (GRI_b in Legenda). Soprattutto nella parte medio-superiore del *flysch del Grivò* sono presenti strati di conglomerato a supporto fangoso o misto, definiti da alcuni Autori *debriti* (MIDDLETON & HAMPTON, 1976; BOURROUILH, 1987). Tali corpi sono spessi anche più di una decina di metri, ma lateralmente discontinui. I clasti sono di natura mista, carbonatico-silicoclastica; quest'ultima componente (selce e quarzo) è particolarmente abbondante nella parte sommitale del *flysch del Grivò*. I clasti sono generalmente arrotondati o sub-arrotondati, talora angolosi; le dimensioni variano dalla classe dei ciottoli grossolani fino a quella dei massi. La forma è variabile da tabulare a discoidale e fino a sferica.



Fig. 49 - Contatto erosivo di una megabreccia basale del *flysch del Grivò* sui calcari della fm. di Fonzaso nella valle del T. Vegliato.



Fig. 50 - *Rudite carbonatico-selcifera basale (megatorbidite del MS di Vernasso presso Taipana).*

L'analisi petrografica dei ciottoli prelevati nella porzione di calcirudite dei megabanchi e delle megatorbiditi carbonatiche ha rivelato una predominante componente carbonatica inquinata da una frazione silicatica (selce e quarzo). Ricorrono abbondanti ciottoli neri silicei e meno frequenti elementi di calcare con liste di selce. Oltre a questi litotipi, nelle breccie sono stati riconosciuti frammenti di *scaglia rossa* (non molto frequenti), di areniti ibride (*sensu* ZUFFA, 1980) gradate e calcareniti medio-fini bioclastiche debolmente gradate con frammenti di foraminiferi planctonici.

Per quanto riguarda la componente arenacea, le analisi al microscopio ottico hanno evidenziato la presenza, anche all'interno degli stessi spezzoni stratigrafici, di strati a diversa composizione. In particolare sono stati riconosciuti: a) abbondanti litotipi schiettamente allochimici (*rudstone - packstone* a bioclasti ed intraclasti), debolmente inquinati da una frazione silicea (selce, quarzo) spesso concentrata in lamine piano-parallele; b) litotipi prettamente terrigeni rappresentati da areniti fini e siltiti grossolane, a composizione litica (frammenti di selce, rocce carbonatiche, quarzo e feldspati) talora inquinate da un discreto contenuto di bioclasti (prevalenti macroforaminiferi, alghe corallinacee,

molluschi, echinidi) ed intraclasti; questi ultimi presentano diverse litologie e contenuti fossiliferi talora sensibilmente più antichi.

Rapporti stratigrafici. Il *flysch del Grivò* poggia con contatto erosivo su substrati di diversa età: su calcari della Piattaforma carbonatica friulana – Calcarea del Cellina (Hauteriviano - Albiano *p.p.*) e *calcarea del M. Cavallo* (Albiano *p.p.* - Cenomaniano sup.); sulla *scaglia rossa friulana* di età campaniano-maastrichtiana; sulla *fm. di Fonzaso* (Bathoniano *p.p.* - Kimmeridgiano inf.). Nel pozzo Bernadia 1 il *flysch del Grivò* poggia sui *calcari ad Ellipsactinie* (Oxfordiano - Titoniano).

Il limite superiore è sempre tettonizzato, ad eccezione del versante meridionale del M. Campeon, dove è invece ricoperto con contatto erosivo da spessi corpi di debrite matrice-supportata appartenenti alle *marne e arenarie di Savorgnano*.

Nei pressi di Cesariis e di Lusevera, sul *flysch del Grivò* poggiano in discordanza piccoli lembi di arenite glauconitiche dell'*arenaria di Preplans* dell'Aquitano.

Età. Le associazioni a nannofossili calcarei (MARTINI, 1971) indicano che la porzione affiorante nel Foglio ha un'età compresa fra il Selandiano superiore - Thanetiano (nannozona 6) e l'Ypresiano (nannozona 11). Sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici TUNIS & VENTURINI S. (1987) attribuiscono la porzione medio-superiore del *flysch del Grivò* alla biozona a *Morozovella subbotinae* dell'Ypresiano inferiore (cfr. anche COUSIN, 1981). Le associazioni a planctonici datano il megastrato di Stavoli Val di sopra al Thanetiano al limite con l'Ypresiano.

Ambiente deposizionale. Da base scarpata della Piattaforma carbonatica friulana in annessamento a piana batiale. La messa in posto dei corpi di breccia carbonatica viene riferito (CATANI & TUNIS, 2001) a imponenti collassi del margine occidentale della Piattaforma in seguito a eventi sismici di particolare intensità.

Dominio paleogeografico. Avanzofossa dinarica.

Unità strutturali. Gemona, M. Covria, Ledrania, M. Bernadia, M. Cladis, Cividale, Lusevera, Buia, Cimano-Nimis.

4.3. – MARNE E ARENARIE DI SAVORGNANO (SVO)

L'unità è stata definita nel Foglio 066 Udine (ZANFERRARI *et alii*, 2008d). I terreni che la costituiscono corrispondono alle "Marne ed arenarie a Fucoidi" di DAINELLI (1915) e al "Complesso arenaceo marnoso in facies di Flysch" di FERUGLIO (1925a). VENZO & BRAMBATI (1969) inserirono le "marne con intercalazioni di arenarie quarzoso-felspatiche" affioranti nella zona collinare compresa fra Attimis e Buia nel "Flysch di Cormons" (MARTINIS, 1962). Anche COUSIN (1981) concordò con questa attribuzione.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. All'interno dell'unità sono state distinte le seguenti litofacies.

Strati torbiditici da sottili a medi. L'unità è in gran parte costituita da torbiditi marnoso-arenitiche, generalmente fini o medie, con strati da sottili a medi con rapporto arenite/pelite generalmente inferiore ad 1 (Fig. 51).



Fig. 51 - *Strati torbiditici da sottili a medi nelle arenarie e marne di Savorgnano.*

Strati torbiditici da spessi a molto spessi. Gli strati torbiditici più spessi presentano il livello basale microconglomeratico con frequenti clasti di selce e quarzo angolosi e bioclasti, in particolare esemplari interi di macroforaminiferi bentonici.

Rari sono gli strati torbiditici con spessore plurimetrico (massimo spessore osservato attorno ai 5-6 m). In questi casi è presente un livello basale conglomeratico, potente 1-2 m, caratterizzato di norma da clasti centimetrici (solo sporadicamente decimetrici), da arrotondati a subarrotondati, composti in misura variabile da selce varicolore, carbonati, calcari selciferi, calcareniti, scarso quarzo e, nel caso dei banchi più spessi, da intraclasti pelitici. Alla rudite fanno seguito porzioni di spessore variabile di arenaria carbonatica gradata con la tipica organizzazione di Bouma, passante gradualmente a marne di colore azzurro di solito fogliettate.

Paraconglomerati. Nei dintorni di Magnano in Riviera e nell'area compresa fra il T. Torre e il T. Zimor, la parte basale dell'unità è caratterizzata da un significativo aumento della porzione grossolana: sono frequenti i corpi di conglomerati *matrix-supported* disorganizzati (debriti) intercalati alle facies marnoso-arenacee. Tali corpi sono spessi anche più di una decina di metri, ma lateralmente discontinui. Composizionalmente sono dati da abbondante matrice arenaceo-siltosa in cui sono immersi clasti eterometrici (fino alle dimensioni dei blocchi) di



Fig. 52 - *Corpo decametrico di debrite al limite di SVO con GRI sul versante meridionale del M. Campeon.*

carbonati di piattaforma, selce varicolore sia ben arrotondata che angolosa per fratturazione, calcari selciferi, marne, areniti torbiditiche (Fig. 52 e Fig. 52a).

Corpi conglomeratici lentiformi. Nella porzione superiore dell'unità sono stati osservati numerosi corpi decametrici di conglomerati eterometrici formati da clasti selcifero-carbonatici decimetrici. Questi corpi presentano una limitata estensione laterale essendo spesso canalizzati.

Peliti ciottolose. Nella porzione settentrionale dei colli di Buia affiorano orizzonti plurimetrici di peliti azzurre ciottolose, con elementi ben arrotondati di dimensioni anche decimetrici di selce, quarzo e calcari.

In tutta la successione alla base degli strati si osservano controimpronte



Fig. 52a - *Particolare della figura precedente: si noti l'abbondanza di ciottoli arrotondati di selce varicolore.*

di corrente (paleoflussi provenienti da W, ma anche localmente da N) e da carico (*load casts*). Frequenti le bioturbazioni, spesso sono presenti frammenti vegetali lignitizzati.

A causa dell'intensa tettonizzazione dell'area e della mancanza di *marker* stratigrafici con sufficiente estensione laterale, non è stato possibile valutare lo spessore complessivo dell'unità. Sono stati ricostruiti due *log* con spessori di alcune centinaia di metri ciascuno, il primo localizzato lungo l'asta del T. Zimor (Fig. 54), l'altro presso il rio di Sottocostoia di Buia (Fig. 55).

Le analisi al microscopio hanno evidenziato la presenza di strati a diversa composizione; sono stati riconosciuti:

a) litotipi prettamente terrigeni rappresentati da areniti da fini a siltiti grossolane, a composizione quarzoso-litica (Fig. 56), caratterizzate da un discreto tenore di clasti vulcanici e carbonatici extrabacinali e in subordine selce e metamorfiti. Il contenuto in bioclasti coevi, risedimentati da un'area di piattaforma, è sempre inferiore al 10% sul totale dell'ossatura.

b) Subordinati litotipi calcarei (*rudstone-packstone*) bioclastici a macroforaminiferi, frammenti algali e di molluschi.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore con il *flysch del Grivò* è sempre tettonizzato; fa eccezione il versante meridionale del M. Campeon, dove il passaggio fra GRI e SVO è erosivo, essendo dato da spessi corpi di debrite matrice-supportata dello SVO.

Il limite superiore generalmente non affiora. Solo presso la briglia di Volpins di Tarcento, sullo SVO poggia in discordanza un limitato lembo di arenarie siltose grigio scure attribuite all'*arenaria di Preplans* (Aquitano).

Fossili. Come bioclasti sono caratteristici e abbondanti: nummuliti, discocicline, alveoline e frammenti di alghe corallinacee.

Età. Ypresiano *p.p.* Sulla base delle associazioni a nanfossili calcarei (MARTINI, 1971) il limite GRI-SVO cade all'interno della biozona

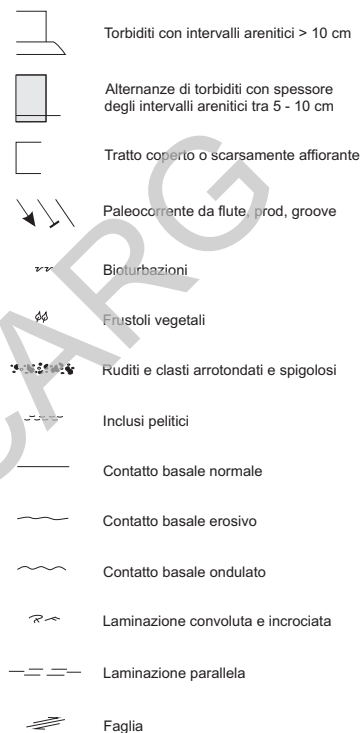


Fig. 53 - *Legenda dei log stratigrafici delle marne e arenarie di Savorgnano.*

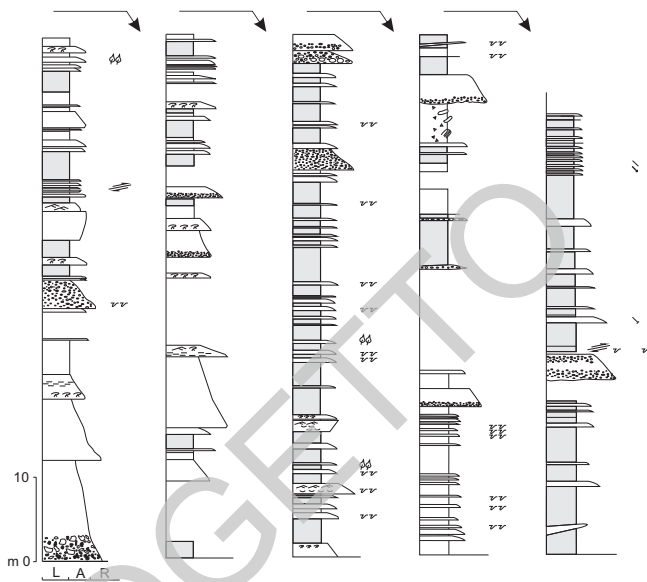


Fig. 54 - Log stratigrafico lungo la valle del T. Zimor, dal bivio per Sammardenchia di Tarcento fino a Borgo Gaspar; simboli in Fig. 53 (da CASTELLARIN N., 2006).

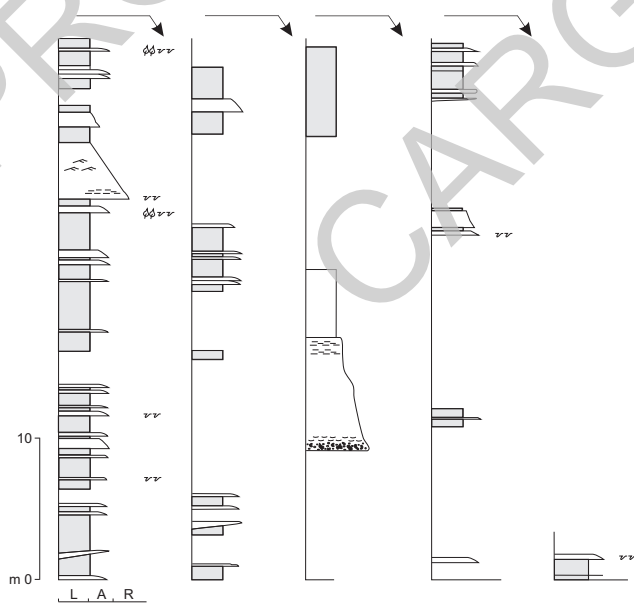


Fig. 55 - Log stratigrafico sul rio di Sottocostoia di Buia; simboli in Fig. 53 (da CASTELLARIN N., 2006).

NP 11. All'interno di tale biozona rientra tutta la porzione di marne e arenarie di Savorgnano affioranti fra Magnano in Riviera, Tarcento e Nimis, mentre nel settore più occidentale (Buia, Borgobello) affiora anche la biozona NP 12.

Ambiente deposizionale. Piana batiale.

Dominio paleogeografico. Avanfossa dinarica.

Unità strutturali. M. Bernadia, M. Cladis, Cividale, Lusevera, Buia, Cimano-Nimis.

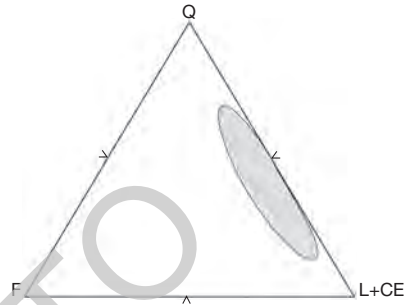


Fig. 56 - Composizione petrografica dei corpi arenitici dello SVO.

4.4. - FLYSCH DI CLAUZETTO (AUZ)

La formazione è stata definita da CUVILLIER *et alii* (1968) nella sezione della Val Cellina, che però comprendeva anche la *scaglia rossa*, probabilmente per il suo esiguo spessore. Nell'area tipo (cfr. Foglio 065 "Maniago": ZANFERRARI (coord.), 2008a; ZANFERRARI *et alii*, 2008b) la formazione segue alla *scaglia rossa friulana* e passa al tetto all'*arenaria di Preplans* con contatto erosivo e discordante e breccia basale di trasgressione. Il *flysch di Clauzetto* affiora solo in una piccola area



Fig. 57 - Flysch di Clauzetto alla base del sovrascorrimento di Palmanova nella finestra tettonica di S. Rocco (rispettivamente: 9 e 35 in Fig. 80). I sottili livelli arenitici sono boudinatis o dispersi in frammenti nelle marne in seguito alla traslazione verso ovest dei soprastanti calcari a Ellipsactinie dell'unità tettonica M. Prat (1 in Fig. 80).

all'estremità SW del Foglio Gemona, nella finestra tettonica di S. Rocco (Forgaria del Friuli), dove viene sovrascorso dai *calcari ad Ellipsactinie* dell'unità tettonica M. Prat lungo il sovraccorrimiento di Palmanova (Fig. 57).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. La formazione qui affiorante è costituita da un'alternanza di biocalcareniti torbiditiche grigio-brune, raramente di spessore superiore ad alcuni decimetri, e di marne grigio-azzurre (di regola ocree per alterazione). Talora al tetto degli strati si trovano livelli centimetrici di emipelagiti bianche ricche in planctonici.

Il rapporto areniti/pelite passa da valori molto inferiori ad inferiori ad uno.

Lo spessore affiorante è dell'ordine delle decine di metri, mentre nelle aree ad ovest è stato valutato fino a 800-1.000 m.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore con la *scaglia rossa friulana*, qui di età Selandiano *p.p.* - Ypresiano inferiore, non affiora; quello superiore è tettonico.

Fossili. Frammenti di macroforaminiferi, molluschi e alghe corallinacee nei livelli arenitici. Nel contiguo Foglio Maniago le emipelagiti hanno fornito ricche associazioni a planctonici della Zona a *Morozovella formosa* (zona P7 di BERGGREN & MILLER, 1988) e nannoplancton calcareo della Zona NP12 di MARTINI (1971); i livelli sommitali, qui verosimilmente non presenti, contengono planctonici della Zona a *Morozovella aragonensis* (zone P 8-P9 *p.p.* di BERGGREN & MILLER, 1988) e nannoflore della Zona NP13.

Età. Nel Foglio Maniago la formazione è stata datata all'Ypresiano sup.

Ambiente deposizionale. Piana batiale a sedimentazione torbiditica.

Dominio paleogeografico. Avanzata dinarica paleocenico-eocenica alla fronte dei sovraccorrimenti dinarici più esterni, fra cui quello di Palmanova (v. Fig. 5).

Unità strutturale. Cimano-Nimis.

5. – SUCCESSIONE NERITICA EOCENICA

5.1. – FORMAZIONE DI TUGLIEZZO (TGZ) (D. Masetti, R. Romano, S. Russo)

I lembi fossiliferi eocenici affioranti nel settore settentrionale del Foglio Gemona sono stati oggetto di studio dettagliato fin dalla fine del secolo XIX. Tra i più significativi ricordiamo quelli di MARINONI (1877; 1878), TARAMELLI (1871), CERETTI (1965), COUSIN (1981), relativamente agli affioramenti nel gruppo del M. Plauris (Tugliezzo), e di CARULLI *et alii* (1982) per l'affioramento del M. Forcella (massiccio del M. Amariana).

La successione neritica eocenica, trasgressiva e discordante su un substrato tettonicamente strutturato, profondamente esumato ed eroso, era considerata tradizionalmente il segno della fine della tetto-genesi dinarica. Ciò, tuttavia, senza tenere in debito conto il fatto che nell'Eocene medio il fronte dinarico esterno era in piena attività (cfr. Fig. 5) e lo sarebbe stato anche nell'Eocene superiore. Lo testimoniano l'esistenza del *flysch di Follina* (Priaboniano) delle Prealpi venete orientali e del quasi coevo "Flysch di Jesolo" (unità informale AGIP nel sottosuo-

lo della pianura veneta), nonché i rapporti tettonica-sedimentazione nell'avampata-e dinarico (attuale pianura friulana e veneta orientale): FANTONI *et alii* (2002); STEFANI C. *et alii* (2007).

La *formazione di Tugliezzo* affiora in due principali aree ed in alcuni piccoli affioramenti sparsi mal conservati. L'affioramento principale e relativamente meglio osservabile è situato sul versante nord del gruppo del M. Plauris, nell'incisione del Rio Lavarie tra Stavoli Tugliezzo e Cuel Lungo. Inoltre, piccoli lembi sparsi di ruditi e calcareniti eoceniche fossilifere si trovano nella zona M. Zovet - M. Sompave.

Un secondo affioramento significativo si trovava presso il M. Forcella, subito a nord del margine del Foglio, ma è ora pressoché scomparso in seguito a rimbo-schimento della zona.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Nella zona del Rio Lavarie presso Tugliezzo l'unità è costituita dal basso verso l'alto da:

- 25 m di breccie carbonatiche i cui clasti sono costituiti da elementi subarrotondati o subangolosi, provenienti dal *calcare del Dachstein*, in matrice calcirudite grossolana; gli strati sono plurimetrici ed organizzati secondo una successione verticale *fining-upward*. Le breccie sono intercalate da subordinate micriti scure e rosate;
- 33 m di calciruditi e calcareniti da grossolane a medio-fini con grandi *Nummulites* spp. ed *Assilina* spp., spesso in frammenti, e clasti subangolosi-subarrotondati di *calcare del Dachstein* (Fig. 58), in strati di spessore variabile da 30 fino a 100 cm;
- 22 m di strati decimetrici di peliti marnose verdastre alternate a calcareniti a macroforaminiferi (alcuni esemplari fino a 4-5 cm);
- 10-12 m di peliti verdognole bioturbate, prive di strutture, con sporadici piccoli nummuliti isolati.

Sul substrato di calcari chiari del DAH sono localmente riconoscibili tasche di erosione con riempimenti di breccie a matrice calcarea giallastra e rari macroforaminiferi.

Al M. Forcella la successione era più discontinua e rappresentata solo dalla breccia basale e da prevalenti calcareniti fossilifere.

Lo spessore totale della formazione è stato misurato al Rio Lavarie, dove è documentata la continuità di sedimentazione con circa 90 m; al M. Forcella affioravano solamente poche decine di metri.

Rapporti stratigrafici. Le breccie basali della *formazione di Tugliezzo* si sovrappongono in discordanza angolare su una superficie erosiva modellata su *calcare del Dachstein*. La discordanza in media è sui 30°. Tale geometria documenta che la deposizione della *formazione di Tugliezzo* avvenne su un substrato deformato e soggetto ad esumazione e rapida erosione con conseguente accumulo della breccie ad elementi di *calcare del Dachstein*, che caratterizzano la parte inferiore dell'unità. Il limite superiore è erosivo e corrisponde all'attuale superficie topografica.

Fossili. Il contenuto fossilifero è molto ricco. Al M. Forcella sono stati determinati dagli Autori citati all'inizio: *Nummulites burdigalensis*, *N. perforatus*, *N. laevigatus*, *Assilina spira*, *A. major*, *Alveolina stipes*, *Operculina praespira*, *Fa-*



Fig. 58 - Calciruditi a macroforaminiferi del secondo orizzonte della formazione di Tugliezzo nel Rio Lavarie.

biania cassis, assieme a textulariidi, miliolidi, rotalidi, frammenti di briozoi e alghe corallinacee (Luteziano inferiore). Dalla serie di Rio Lavarie provengono: *N. distans*, *N. verneuili*, *N. puschi*, *N. laevigatus* ed associazioni attribuite da COUSIN (1981) rispettivamente al Luteziano inferiore-medio (*N. gallensis uroniensis*, *N. uroniensis*, *N. discorbinus*, *Assilina exponens*); al Luteziano medio-superiore (*N. uroniensis*, *N. aturicus*, *Assilina exponens*) e al Luteziano terminale (*N. perforatus*, *N. brognarti*, *Assilina spira*).

Età. Sulla base delle forme citate la *formazione di Tugliezzo* comprende l'intero Luteziano.

Ambiente deposizionale. Talus detritico prossimale.

Dominio paleogeografico. Non determinabile.

Unità strutturale. M. Amariana.

6. – SUCCESSIONE MIOCENICA (G. Monegato, C. Stefani, A. Zanferrari)

Nel Foglio Gemona la successione miocenica affiora solo con quattro formazioni, tre delle quali sporadicamente e con affioramenti limitati. Per una descrizione e un inquadramento più completi si rinvia alle Note Illustrative del Foglio 065 "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, 2008b).

6.1. – ARENARIA DI PREPLANS (PRP)

L'unità è alla base della successione miocenica (“Molassa veneto-friulana” *Auct.*) delle Prealpi Carniche, dove ha la sezione-tipo lungo la sponda destra del T. Meduna. Essa corrisponde ai livelli 19-30 delle “Molasse a *Pecten praescabriusculus*” di STEFANINI G. (1915), agli orizzonti “a”, “b” e “c” di ZENARI (1929), alla litozona 1 di GELATI (1969) e coincide con l'unità omonima definita da STEFANI C. (1982). Nel Foglio Gemona affiora solo a Trasaghis e in Val Tremugna, coinvolta in zone di rilevante deformazione.

La successione di Trasaghis è stata segnalata e studiata per la prima volta da STEFANINI G. (1915), che l'attribuì all'Oligocene. Tale datazione è stata mantenuta fino al 1991 da tutti gli Autori successivi, fra i quali in particolare MARTINIS (1955) che rianalizzò tutti i cosiddetti “lombi oligocenici” del Gemonese.

La successione della Val Tremugna è stata studiata in particolare da FERUGLIO (1925b) e da COUSIN (1963a), il quale sulla base di malacofaune la considerò, dubitativamente, di età oligocenica e in successione continua con la sottostante successione torbiditica dell'Eocene inferiore. La datazione di COUSIN fu ripresa anche da SARTI (1979), che analizzò la successione torbiditica e quella soprastante dal punto di vista sedimentologico. Si deve a VENTURINI S. & TUNIS (1991b) il riconoscimento dell'età miocenica inferiore dell'*arenaria di Preplans* sulla base delle associazioni a foraminiferi bentonici, età qui confermata e rafforzata dalle ulteriori analisi biostratigrafiche eseguite.

Nel sottosuolo del Campo di Osoppo, così come in gran parte della pianura friulana, l'*arenaria di Preplans* rappresenta la base del “Gruppo di Cavanella” *sensu* AGIP, fondamentale orizzonte sismostratigrafico di età aquitaniano-langhiana.

Infine, in passato erano state attribuite da LOMBARDINI (1920) all'Oligocene anche le successioni affioranti nei colli osovani. Le analisi biostratigrafiche eseguite per la realizzazione del Foglio, supportate anche da osservazioni sedimentologiche, consentono di attribuire al *membro arenaceo-pelitico* del *conglomerato del Montello* (MON₂) del Tortoniano superiore la parte basale dei colli e allo Zancleano quella soprastante in disconformità (v. sez. 7.1.2.1.).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. A Trasaghis (nell'omonima unità tettonica) la parte inferiore della formazione è costituita da conglomerati alluvionali ibridi, abbastanza selezionati granulometricamente, e diventa *fining upward* e marina prossimale al tetto, con facies arenaceo-siltoso-marnose.

In dettaglio, la base dell'*arenaria di Preplans* è qui rappresentata da una successione ruditica di circa 25 m, costituita da conglomerati alluvionali a supporto di clasti con intercalati sottili livelli e lenti di arenarie ciottolose. I ciottoli, con dimensioni fino a circa 5 cm, sono di prevalenti carbonati da arrotondati a subarrotondati (provenienti da unità triassico-cretaciche, anche bacinali) e di quarzo e selce, assieme a scarsi ciottoli subangolosi di areniti ibride provenienti da unità torbiditiche paleogeniche. Oltre che su Dolomia Principale, i conglomerati poggiano in discordanza sui calcari della Fm. del M. Zugna (Fig. 59),

interessati da una superficie paleocarsica a solchi e vaschette e con alcuni crepacci di diaclase, che i ciottoli del conglomerato tappezzano e in cui rispettivamente si insinuano.

Seguono arenarie poco cementate, silicee e debolmente micacee e/o glauconitiche, grigiastre, da grossolane a medie, localmente lignitifere, con livelli microruditici a clasti ben arrotondati di selce, quarzo e dolomie; esse passano con alternanze a siltiti e marne grigio scure.

In Val Tremugna (unità Ledrana) l'arenaria di Preplans (PRP) è formata nella parte da inferiore-media da alternanze di conglomerati alluvionali, siltiti e marne, nonché, nel settore NE della valle, da potenti corpi di breccie calcaree a matrice marnosa, eterometriche e caotiche (*breccia di Peonis*), che si addentellano con le prime litofacies. Le breccie e i maggiori corpi conglomeratici sono stati cartografati assieme come PRP₁. La parte medio-superiore di PRP è rappresentata in gran parte da arenarie silicee. Anche in quest'area la sedimentazione è *fining and deepening upward*.

In dettaglio, la successione della Val Tremugna è trasgressiva e discordante:

a) sul *flysch del Grivò*: con un orizzonte basale di 5-20 m di argille con moluschi e bentonici di ambiente salmastro e di arenarie grigiastre e brunastre e/o conglomerati alluvionali;

b) su substrato calcareo giurassico, scolpito da una superficie paleocarsica con tasche di terra rossa: con alcuni metri di breccie a ciottoli dei carbonati sottostanti, seguiti dalle litofacies conglomeratiche alluvionali e argilloso-arenitiche (Fig. 60). I depositi alluvionali appartengono a due corsi d'acqua con bacini litologicamente differenti: nel settore NE della V. Tremugna i conglomerati sono in gran prevalenza carbonatico-selciferi, analoghi a quelli di Trasaghis; nel settore meridionale si sono deposti materiali alluvionali più grossolani, spesso a supporto di matrice pelitico-arenitica, con ciottoli fino a 25 cm arrotondati-subarrotondati, provenienti da un bacino in cui affioravano quasi esclusivamente successioni torbiditiche paleogeniche.

I conglomerati continuano superiormente con lingue e lenti plurimetriche entro una successione con ripetute alternanze metrico-decametriche di arenarie e di

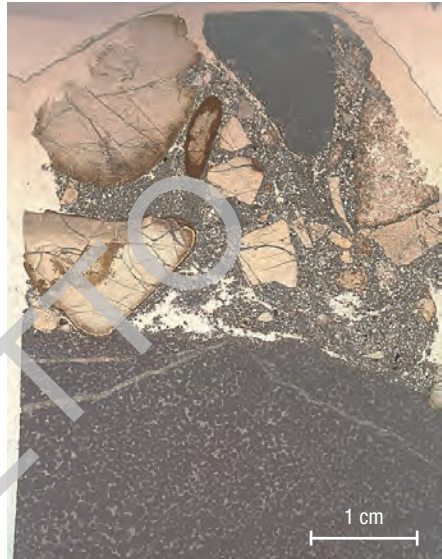


Fig. 59 - Particolare in sezione sottile (luce naturale) del contatto disconforme tra i grainstone della Fm. del M. Zugna (Giurassico Inferiore) e i conglomerati basali dell'arenaria di Preplans (Aquitaniense), a carbonati, selci e areniti ibride (M. Broili, unità tettonica Trasaghis).



Fig. 60 - Appoggio basale erosivo e discordante, tettonizzato, dell'arenaria di Preplans su paleokarst in calcare del Vajont con tasche di terra rossa (Val Tremugna).



Fig. 61 - Alternanze conglomeratico-arenaceo-marnose lignitifere tipiche della parte inferiore e media di PRP (Val Tremugna).

siltiti e argille laminate, di colore da grigiastro a grigio-azzurro, nerastro nelle facies fini ricche in lamine centimetriche di lignite (Fig. 61).

Salendo nella successione, le quarzoareniti, di colore grigio chiaro fino ad ocreaceo per alterazione dei granuli e dei noduli centimetrici di pirite, diventano sempre più abbondanti fino ad essere quasi esclusive nella parte medio-superiore affiorante.

Alla parte inferiore-media di PRP si addentella la *breccia di Peonis* (PRP_1), rappresentata, oltre che dai conglomerati alluvionali sopra descritti, soprattutto da corpi di breccie caotiche ed eterometriche con base erosiva, a ciottoli e blocchi di calcari della piattaforma giurassico-cretacica in scarsa matrice verdastra (Fig. 62). I corpi di breccia hanno le caratteristiche di *debris flow* e si chiudono a lingua verso occidente; hanno singolarmente spessore massimo osservabile decametrico, ma possono essere amalgamati, dando origine a tre megastrati, uno dei quali raggiunge il centinaio di metri di spessore.

Lo spessore totale dell'*arenaria di Preplans* nella località-tipo in Val Meduna è di circa 100 m; quello affiorante e parziale a Trasaghis non supera la sessantina di m. In Val Tremugna, a causa del complesso assetto tettonico i valori forniti dai vari Autori sono assai contrastanti, arrivando fino a 800 m. Lo spessore di PRP_1 è di al-



Fig. 62 - Particolare di uno dei corpi di debris flow della breccia di Peonis (PRP_1), presenti nella parte inferiore dell'*arenaria di Preplans* in Val Tremugna.

meno 200 m; quello del resto dell'unità, il cui limite superiore è erosivo o tettonico, potrebbe essere di 200-250 m; quindi lo spessore reale affiorante sarebbe sui 450 m.

Rapporti stratigrafici. A Trasaghis la successione giace in disconformità e contatto erosivo con *paleokarst* su varie unità carbonatiche mesozoiche già strutturate nell'evento dinarico e assieme a queste è stata deformata in un sistema di pieghe SE-vergenti con assi attorno a N60°-70° nella fase principale neoalpina. Il limite superiore è disconforme con MON₃ o con alcune unità quaternarie o corrisponde all'attuale superficie topografica.

In Val Tremugna l'*arenaria di Preplans* poggia, in modo analogo, anche sul *flysch del Grivò*. Il limite superiore è tettonico, oppure erosivo e corrisponde all'attuale superficie topografica.

Fossili. Nelle siltiti e marne sia della successione di Trasaghis che della Val Tremugna sono presenti rari bivalvi e piccoli gasteropodi piritizzati, nonché *Ammonia beccarii*, *A. aff. tepida*, *Heterolepa* sp., altre forme bentoniche banali, Ostracodi. A questi fossili vanno aggiunti le malacofaune e i resti vegetali segnalati da COUSIN e da altri Autori precedenti.

Età. Aquitaniano.

Ambiente deposizionale. Si tratta di piane deltizie e interdeltizie, con aree lagunari e piane di marea, relative ad almeno due corsi d'acqua con bacini ben differenziati dal punto di vista litologico (e quindi dal punto di vista geografico). Nel caso della successione della V. Tremugna era presente anche un'area emersa prossimale in vivace sollevamento, produttrice dei *debris flow*; inoltre, l'area deltizia era soggetta a forte subsidenza e su di essa potrebbe essersi instaurata una piattaforma terrigena, testimoniata dal potente corpo di sabbie silicee della parte medio-superiore della successione.

Dominio paleogeografico. Bacino di avampaese miocenico (bacino "molassico" Auct.) veneto-friulano.

Unità strutturali. Trasaghis, Ledrania.

6.2. – FORMAZIONE DEL MONTE BALDO (FMB)

La *formazione del M. Baldo* corrisponde alle "arenarie calcaree azzurre" di STEFANINI G. (1915), alla parte alta della litozona 3 di GELATI (1969) e comprende la "Calcarenite di S. Martino" e la "Marna di Runcis" di STEFANI C. (1982).

Nell'area del Foglio affiora sporadicamente nel Col Clapat, un'isola all'interno dell'alveo attuale del F. Tagliamento, e nella vicina zona di Cornino.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Nel Foglio Gemona affiorano areniti grigie micaceo-glaucitoniche medio-fini con sottili intercalazioni di areniti siltose, calciruditi-calcareniti grigio-brune in grossi banchi e calcsiltiti massicce grigio-chiare o brunastre.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 40 m al Col Clapat; a Cornino quello apparente è di circa 200 m; nell'area del Foglio Maniago è di poco meno di 300 m.

Rapporti stratigrafici. I limiti con unità pre-quaternarie non affiorano.

Fossili. Il contenuto fossilifero è rappresentato da rari echinidi e bivalvi. Ricche associazioni a foraminiferi planctonici (*Praeorbulina* spp. e *Orbulina* spp.) sono presenti nelle intercalazioni marnose.

Età. Langhiano - Serravalliano inferiore *p.p.* (STEFANI C., 1982).

Ambiente deposizionale. Piattaforma terrigena interessata da un sistema di barre sabbiose *off-shore*, con progressivo approfondimento verso condizioni epibatiali.

Dominio paleogeografico. Bacino di avampaese miocenico (bacino “molassico” *Auct.*) veneto-friulano.

Unità strutturale. Cimano-Nimis.

6.3. – MARNA DI TARZO (TRZ)

La formazione è stata introdotta informalmente da MASSARI *et alii* (1986a; 1986b) e corrisponde alle “marne arenacee a *Venus dujardinii* e *Arca diluvii*” di STEFANINI G. (1915), alla litozona 4 di GELATI (1969) e alla “siltite del T. Meduna” di STEFANI C. (1982). È un’unità caratteristica della fascia collinare del Veneto orientale e delle Prealpi Carniche; nel Foglio è presente in pochi affioramenti e diffusamente tettonizzata.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. È formata da siltiti marnose grigio-nocciola e da marne, di regola ricche in fossili sia sparsi che in livelli conchigliari. La stratificazione è indistinta, tranne che nella parte alta, dove compaiono intercalazioni decimetriche di areniti. Nel F. Maniago lo spessore stimato è di circa 200 m. Nel F. Gemona è indeterminabile.

Rapporti stratigrafici. I limiti non sono stati osservati; considerata l’intensa deformazione dell’unità tettonica di cui fa parte, è comunque probabile che i limiti siano tettonici.

Fossili. Nel F. Maniago il contenuto fossilifero è abbondante, specie in bivalvi, nonché in gasteropodi ed echinidi. Abbondanti sono anche le associazioni a foraminiferi planctonici, tra cui *Orbulina* spp., *Globigerinoides subquadratus*, *Globorotalia praemenardii* e *G. gr. mayeri-siakensis*.

Età. Serravalliano inferiore *p.p.* - Tortoniano inferiore *p.p.* (STEFANI C., 1982).

Ambiente deposizionale. La *marna di Tarzo* è un’unità a tendenza regressiva, passando da marne epibatiali alla base a siltiti di prodelta al tetto.

Dominio paleogeografico. Bacino di avampaese miocenico (bacino “molassico” *Auct.*) veneto-friulano.

Unità strutturale. Cimano-Nimis.

6.4. – CONGLOMERATO DEL MONTELLO (MON)

Corrisponde ai “Conglomerati calcarei a *Ostrea crassissima* con lignite e lenti sabbiose a *Potamides bidentatus*” di STEFANINI G. (1911), alla litozona 6 di GELATI (1969) ed in parte alla “Puddinga di Bier” (STEFANI C., 1982) e al “Conglomerato

del M. di Ragogna” di FRASCARI & ZANFERRARI (1977). In precedenza, LOMBARDINI (1920) aveva correlato a queste unità la successione dei colli di Osoppo, da lui attribuita all'Oligocene. Tale datazione è stata mantenuta dagli Autori successivi, fra i quali in particolare MARTINIS (1955) che rianalizzò tutti i cosiddetti “lombi oligocenici” del Gemonese. Nel Foglio Maniago (ZANFERRARI *et alii*, 2008b) è stato meglio definito dal punto litologico, sedimentologico, geocronologico e stratigrafico, con l'individuazione di località-tipo e relative sezioni.

Il *conglomerato del Montello* ha una distribuzione molto irregolare nel Foglio Gemona: affiora alla base del versante NE del M. di Ragogna e nel colle di Susans, in scaglie variamente tettonizzate al tetto dei sovrascorrimenti Arba-Ragogna, di S. Tomaso e Susans-Tricesimo; è presente presso Trasaghis e Braulins e nell'area dei colli di Osoppo, dove il MON₂ è stato inoltre intercettato alla base del sondaggio CARG-FVG S6 “Col Vergnal” (Fig. 79). Nell'area montana affiora nella valle del T. Faeit, a SW di Cavazzo Carnico.

Sono presenti solo due membri della formazione, ovvero il *membro arenaceo-pelitico* (MON₂), intermedio, e, superiormente, il *membro conglomeratico* (MON₃).

Nel F. Maniago (ZANFERRARI *et alii*, 2008b) lo spessore totale dei due membri è di almeno 1.300 metri. Nel Foglio Gemona, del MON₂ affiorano solo poche decine di m; meglio rappresentato e un po' più potente, è il MON₃, che però è suddiviso in varie scaglie tettoniche o affiora in lembi isolati.

Età. Tortoniano superiore - Messiniano inferiore.

Ambiente deposizionale. Nel suo complesso il *conglomerato del Montello* affiorante nel Foglio corrisponde a depositi di piattaforma interna con influssi deliziosi (MON₂); con i conglomerati del MON₃ si passa a piana alluvionale e a conioide pedemontana.

Dominio paleogeografico. Bacino di avampese miocenico (bacino “molassico” *Auct.*) veneto-friulano. La composizione dei conglomerati, in massima parte carbonatici, sembra indicare una generale tendenza all'approfondimento dei livelli di erosione nella catena sudalpina orientale in forte deformazione e sollevamento (fase tortoniano-messiniana).

Unità strutturali. Venzone, Trasaghis, Arba-Ragogna, S. Tomaso, Cimano-Nimis; i colli di Osoppo potrebbero essere inquadrati nell'unità Lusevera.

6.4.1. – *Membro arenaceo-pelitico* (MON₂)

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Nei limitati affioramenti del F. Gemona il membro è costituito in prevalenza da arenarie o sabbie poco cementate, silicee, a bioturbazione diffusa e sparsi molluschi; colore grigio chiaro o bruno rossastro. Rare le intercalazioni di marne grigie laminate. Le intercalazioni conglomeratiche sono subordinate e caratterizzate da una granulometria minuta (cm-mm) con ciottoli arrotondati (subsferici) di quarzo e selce, subarrotondati di carbonati; la stratificazione è variabile e di solito poco netta. Alla base dei colli di Osoppo affiorano solo le sabbie silicee di colore grigiastro o, più co-

munemente, bruno rossastro per ossidazione dei solfuri di Fe diffusi nelle sabbie stesse anche in noduletti centimetrici.

Lo spessore totale raggiunge valori massimi di 300 m nel F. Maniago; nei colli di Osoppo affiora solo alla base in una fascia di 5-15 m; sul colle di Susans per qualche decina di m; nel sondaggio CARG-FVG S6 “Col Vergnal” lo spessore attraversato fino a fondo pozzo è di 16 m.

Rapporti stratigrafici. Nell’area rilevata i contatti con il membro superiore sono sempre di natura tettonica oppure sono erosivi e discordanti con altre unità plioceniche o quaternarie.

Fossili. Il contenuto fossilifero è dato da ostreidi, rari gasteropodi, bivalvi e resti vegetali. I residui di lavaggio sono generalmente molto scarsi, se non sterili, con microfaune eurialine (*Elphidium*, *Ammonia*).

Le ostracofaune rinvenute nel sondaggio “Col Vergnal” (Fig. 79) sono tutte caratterizzate da media-elevata frequenza e buono stato di conservazione (soprattutto nei campioni più alti). Le associazioni sono monotone, oligotipiche e caratterizzate da bassa equitabilità, poiché *Hemicyprideis dacica* è sempre largamente dominante sulle altre specie che sono: *Hemicytheria peijnovicensis*, *Loxococoncha josephi*, *Pterigocythere* aff. *P. nuda*, *Aurila* cf. *A. scalae*.

Le malacofaune più comuni sono rappresentate da gasteropodi planispirali, probabilmente Planorbidi. Sono presenti con una certa frequenza anche gasteropodi del genere *Stenothyroides*. Nei campioni relativi ai livelli stratigraficamente più alti i gasteropodi scompaiono e diventano abbondanti gli Ofiuroidi.

Determinazioni geocronologiche. L’analisi del rapporto isotopico $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, esaminato sul guscio di ostreidi in ottimo stato di conservazione, ha permesso di datare con buona approssimazione il MON_2 , collocando il limite Tortoniano-Messiniano verso la metà del membro stesso (GRANDESSO *et alii*, 2000). L’associazione ad ostracodi rinvenuta nei 16 metri campionati dal sondaggio CARG-FVG “Col Vergnal” dà un’età tortoniana superiore.

Età. Tortoniano sommitale - Messiniano basale.

Ambiente deposizionale. Nel suo insieme il MON_2 è interpretato come un deposito di piattaforma interna con influssi deltizi, che evolve verso condizioni continentali, testimoniate dai conglomerati del MON_3 . L’associazione ad ostracodi del sondaggio “Col Vergnal” indica per l’area di Osoppo un ambiente riconducibile ad un’area costiera-lagunare, con acque salmastre.

6.4.2. – Membro conglomeratico (MON_3)

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. È costituito da conglomerati carbonatici e in subordine ibridi e silicei, ben cementati, generalmente mal cerniti ed a supporto di matrice, con ciottoli da subarrotondati ad angolosi. Sono organizzati in banchi anche plurimetrici con subordinate intercalazioni arenacee giallastre e pelitiche da giallastre a grigie, di spessore da decimetrico a metrico. Le dimensioni dei ciottoli sono mediamente di 6-8 cm, con valori massimi sui 25 cm.

I conglomerati sono spesso molto tettonizzati, con i ciottoli carbonatici improntati e fratturati e con “sgranatura” della roccia nelle zone di movimento.

Il corpo affiorante presso Trasaghis presenta alla base una breccia caotica a supporto di matrice, potente alcune decine di metri, sopra la quale in discontinuità erosiva segue un conglomerato mal classato con frequenti livelli arenacei, potente pochi metri. Il lembo situato presso Braulins è invece costituito da un conglomerato clinostratificato (*foreset* deltizi) passante ad arenarie e limi laminati (*bottomset*). Lo spessore del corpo deltizio è di circa 100 m.

Nel *conglomerato del Montello* intravallivo (valle del T. Faeit) l'analisi petrografica (MONEGATO, 2006) ha evidenziato l'evoluzione delle formazioni in erosione nel bacino durante il Messiniano inferiore: nei lembi distribuiti lungo la valle e nella parte basale del corpo deltizio, che è posto nel tratto vallivo inferiore, sono presenti numerosi clasti del Triassico inferiore-medio; nella parte sommitale del delta iniziano ad apparire clasti paleozoici, che diverranno frequenti e caratteristici nelle unità pliocenico-quadernarie.

Per i disturbi tettonici e le caratteristiche generali d'affioramento lo spessore reale del membro non è determinabile; all'interno della valle del Tagliamento affiora con uno spessore sui 120 m.

Rapporti stratigrafici. Il limite superiore del MON_3 è posto al di sotto del primo banco di conglomerati del *sintema dell'Ambiesta* (AME) e/o del *conglomerato di Osoppo* (OSP) con ciottoli rossi di Arenaria della Val Gardena e di altre litologie paleozoiche - metamorfiche e non - delle Alpi Carniche, oppure è erosivo e corrisponde all'attuale superficie topografica

Fossili. Le intercalazioni più fini di spessore decimetrico-metrico, rappresentate da sabbie giallastre calcaree poco cementate e peliti arenacee scure, contengono talora rari helici e resti vegetali quali legni e impronte di foglie (*Fagus*).

Età. In base ai rapporti stratigrafici con il membro sottostante, il MON_3 viene riferito al Messiniano inferiore.

Ambiente deposizionale. L'ambiente di sedimentazione del membro superiore è riconducibile ad ambienti di piana fluviale intravalliva, di conoide alluvionale pedemontana e di piana alluvionale.

7. – SUCCESIONE CONTINENTALE PLIOCENICO-QUATERNARIA (G. Monegato)

7.1. – SUPERSINTEMA DEL FRIULI

Sono stati attribuiti al *supersintema del Friuli* i depositi plio-quadernari continentali di varia genesi precedenti l'ultima grande fase di aggradazione, culminante nell'Ultimo Massimo Glaciale (LGM), conservati nei principali bacini della regione.

Nel Foglio il *supersintema del Friuli* è stato suddiviso in otto sintemi: *sintema dell'Ambiesta*, *s. di Cesclans*, *s. di Ampezzo*, *s. di Ledrania*, *s. di Invillino*,

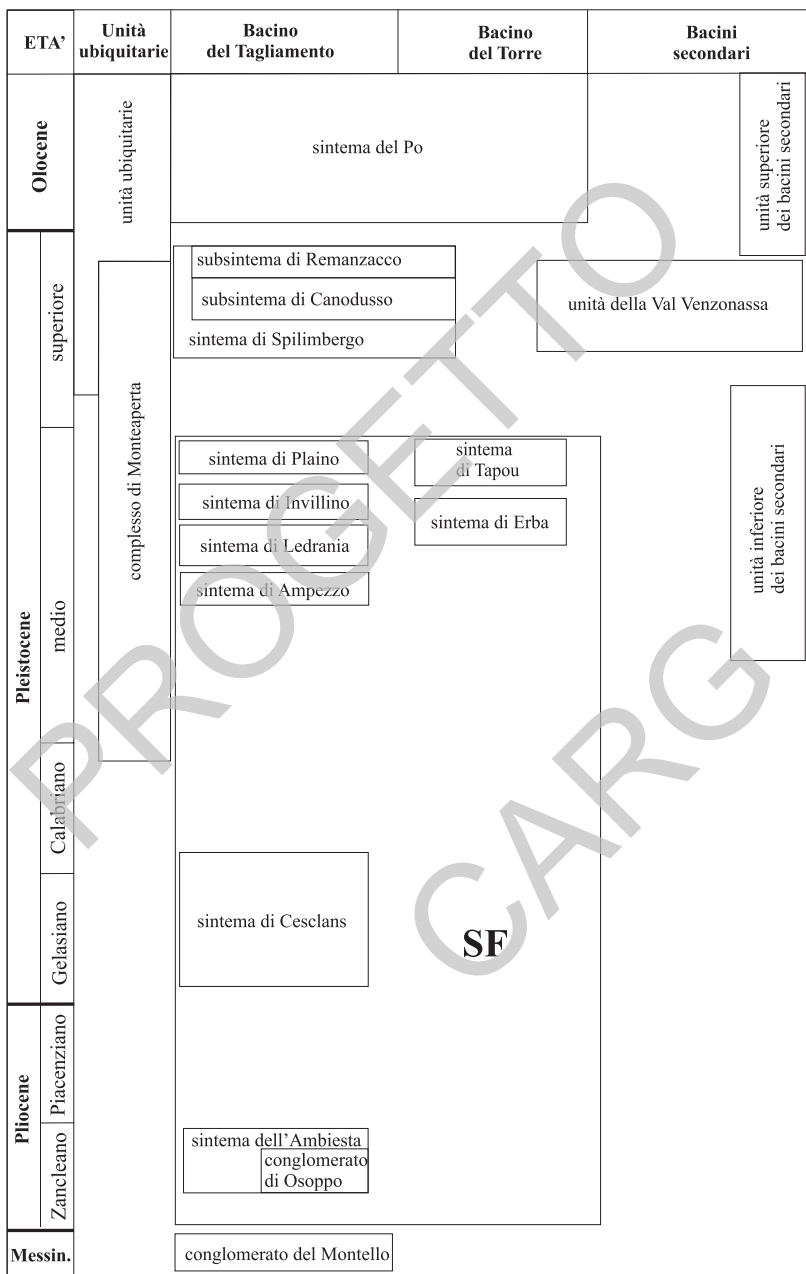


Fig. 63 - Schema dei rapporti cronostatigrafici delle unità pliocenico-quadernarie.

s. di Erba, s. di Plaino e s. di Tapou, relativi ai bacini del Fiume Tagliamento e del Torrente Torre (Fig. 63).

La superficie-limite basale del *supersintema del Friuli* è di natura erosiva, marcatamente diacrona e probabilmente polifasica: essa ha cominciato a formarsi durante la fase regressiva messiniana. La superficie-limite tra il *supersintema del Friuli* ed il substrato pre-pliocenico è visibile in affioramento in diversi punti nell'area.

Anche il limite superiore è diacrono: esso coincide con le superfici erosive di genesi glaciale e alluvionale presenti alla base delle unità più recenti che si sovrappongono al *supersintema del Friuli*.

7.1.1. – *Supersintema del Friuli indistinto (SF)*

Nel Foglio sono stati osservati depositi isolati e difficilmente attribuibili ai sistemi in cui è suddiviso il *supersintema del Friuli*, che sono stati cartografati come *SF indistinto*.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta di conglomerati ben cementati, a stratificazione planare, da classificati a mal classificati; i clasti sono da subarrotondati ad arrotondati con dimensioni medie attorno ai 3 cm e massime attorno ai 30 cm; la matrice è arenaceo-siltitica. La tessitura è a supporto di clasti.

È stato attribuito al *SF indistinto* anche un corpo costituito da argilla rossa (colore MUNSELL 2.5YR4/3) compatta, con clasti di selce e quarzo. Il deposito, potente pochi metri, è presente sul M. San Simeone alla sella di Plan da Fontane a 1300 m s.l.m.; si tratta probabilmente del prodotto dell'alterazione di un deposito terrigeno. Il grado di arrossamento dell'alterite indicherebbe un'età del deposito originario presumibilmente più vecchia del Pleistocene medio.

Ambiente deposizionale. I conglomerati sono caratteristici di un corso d'acqua *braided* con alveo ghiaioso.

Età. I depositi del *SF indistinto* sono collocabili cronologicamente all'interno dell'intervallo Pliocene - Pleistocene medio per i rapporti con le unità circostanti.

7.1.2. – *Sintema dell'Ambiesta (AME)*

Quest'unità è conservata nell'area del Foglio tra Ponte Avons e Somplago (Fig. 66); più a monte è presente nella valle del Tagliamento sino ad Enemonzo (MONEGATO & STEFANI C., 2010). In passato i conglomerati che la costituiscono erano stati accorpati in un'unica unità, raramente in due distinte, con quelli dei sistemi *di Cesclans e di Ampezzo*. Essi sono stati indicati dapprima come "preglaciali" (TARAMELLI, 1881a; GORTANI, 1912; STEFANINI G., 1915) ed in seguito sono stati considerati di età "interglaciale" (PENCK & BRÜCKNER, 1909; GORTANI & DESIO, 1927; DESIO, 1926; FERUGLIO, 1929b; GORTANI, 1935; SACCO, 1937; VENTURINI S. & TUNIS, 1992; CARULLI *et alii*, 2000a; VENTURINI C., 2009).

Al suo interno è stato distinto il *conglomerato di Osoppo (OSP)* per le differenti caratteristiche di facies (MONEGATO, 2006).

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie-limite inferiore del *sintema dell'Ambiesta* corrisponde all'appoggio erosivo e discordante su un substrato già deformato. Il limite superiore di AME è dato da una superficie di erosione di natura alluvionale in discordanza angolare con il *sintema di Cesclans*.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta di conglomerati ben cementati, a stratificazione da planare ad incrociata, da classati a mal classati; i clasti sono da subarrotondati ad arrotondati con dimensioni medie attorno ai 3 cm e massime attorno ai 30 cm; la matrice è arenaceo-siltitica. La tessitura è a supporto di clasti. Nei confronti dei conglomerati del Messiniano è evidente una maggiore percentuale di clasti del Trias inferiore e medio (tipicamente vulcaniti e areniti ibride) e, soprattutto, la presenza di elementi del Paleozoico Carnico con quantità che si aggirano sul 25% del totale, nonché di rari clasti di epimetamorfiti. Localmente sono presenti sabbie limose intercalate a limi laminati ed a sottili intervalli di sabbie ghiaiose.

Lo spessore massimo conservato dell'unità è di circa 30 m nella valle del T. Ambiesta. In essa sono anche interdigerate breccie angolose monogeniche, generalmente a supporto di clasti, costituite da ciottoli e blocchi carbonatici (**AME_a**). Lo spessore maggiore, visibile presso Somplago, raggiunge i 20 m.



Fig. 64 - Particolare del nucleo della piega anticlinale ad asse $185^{\circ}/20^{\circ}$ che interessa i conglomerati con un'intercalazione di sabbie del sintema dell'Ambiesta a Cesclans.

Il corpo sedimentario presenta un sistema di pieghe aperte ettometriche ad asse tra N-S e N20° (Fig. 64), che è ripiegato a duomo-bacino da un sistema di pieghe aperte ad asse N110°. Le impronte di presso-soluzione dei ciottoli indicano una direzione di σ_1 attorno a NW-SE.

Ambiente deposizionale. I depositi sono caratteristici di un corso d'acqua *braided* con alveo ghiaioso e di piana alluvionale sabbioso-ghiaiosa, oppure di versante.

Età. Zancleano, per correlazione con il *conglomerato di Osoppo*, basata sullo spettro litologico dei clasti, caratteristico di un corso d'acqua più recente di quello che ha depositato il *conglomerato del Montello* (MONEGATO & STEFANI C., 2010).

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti.

7.1.2.1. – Conglomerato di Osoppo (OSP)

L'unità è conservata in corrispondenza ai colli di Osoppo. I conglomerati nei precedenti lavori erano compresi nei "Conglomerati villafranchiani" (FERUGLIO, 1925a; 1929a), in seguito ridefiniti come "Conglomerato di Osoppo" da VENTURINI C. (1992) e da questi attribuito al Messiniano superiore - ? Pliocene basale (VENTURINI C., 2000). Il *conglomerato di Osoppo* è stato inserito come unità lito-stratigrafica nel *sistema dell'Ambiesta*, per analogia di composizione e di posizione stratigrafica.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Nel settore rappresentato nel Foglio il limite inferiore è costituito da una superficie di erosione e di discordanza angolare nei confronti delle arenarie del Tortoniano sommitale del *conglomerato del*

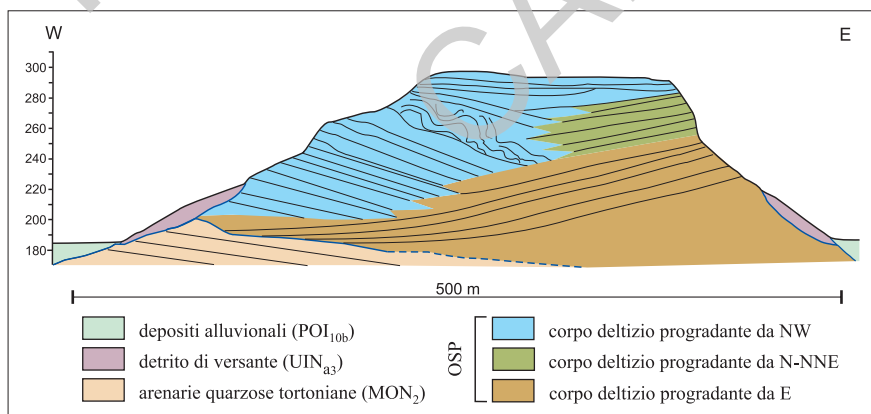


Fig. 65 - Sezione del sistema deltizio del Colle di Osoppo nel quale sono evidenziate le diverse progradazioni dei tre corpi deltizi tipo-Gilbert.

Montello, membro arenaceo-pelitico (MON₂); quello superiore è erosivo e corrisponde all'attuale superficie topografica.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta di conglomerati generalmente ben cementati, da clinostatificati (*foreset*) a stratificazione da planare ad incrociata (*topset*), da classati a mal classati. Sono presenti livelli arenaceo-siltitici basali (*bottomset*) o intercalati, localmente non cementati, e vari *slump*. I clasti sono da subarrotondati ad arrotondati, con dimensioni medie attorno ai 3 cm e massime attorno ai 50 cm, spesso con impronte di presso-soluzione. La matrice è arenaceo-siltosa, la tessitura è generalmente clasto-sostenuta.

Lo spessore massimo conservato dell'unità è di circa 110 m (colle di Osoppo). La geometria degli strati e l'analisi petrografica evidenziano la presenza di tre corpi deltizi coalescenti (Fig. 65).

Presso la chiesa di Osoppo, con limite inconforme su arenarie del *membro arenaceo-pelitico* (MON₂) del *conglomerato del Montello*, affiora un livello di pochi metri di spessore di sabbie limose e limi, con molluschi e abbondanti frustoli carboniosi oltre ad ostracodi tortoniani e foraminiferi aquitaniani rimaneggiati.

Ambiente deposizionale. I depositi sono caratteristici di un delta tipo-Gilbert ghiaioso con *bottomset* di ambiente marino. Sulla sommità del colle di Osoppo, la presenza di impronte attribuite ad *Hipparion* sp. (DALLA VECCHIA & RUSTIONI, 1996; DALLA VECCHIA, 2008) su alcune superfici di strato segna il passaggio ad un ambiente fluviale di tipo *braided*.

Età. Zancleano. La flora individuata nei *bottomset* è caratteristica di tale età per i depositi marino-transizionali nell'area veneto-friulana (MONEGATO, 2006). Tali depositi sono legati alla trasgressione marina tardo-zancleana (biozona a nannofossili calcarei NN14 e NN15: GHIELMI *et alii*, 2010).

7.1.3. – *Sintema di Cesclans* (CCX)

L'unità, in massima parte conglomeratica, affiora lungo la valle del Tagliamento da Ampezzo sino a Somplago (MONEGATO & STEFANI C., 2010) ed è conservata nell'area del Foglio tra Verzegnis e Somplago (Fig. 66). In precedenza questi conglomerati erano stati accorpatisi in un'unica unità, raramente in due distinte, assieme a quelli dei sintemi *dell'Ambiesta* e *di Ampezzo*. Essi erano stati definiti dapprima "preglaciali" (TARAMELLI, 1881; GORTANI, 1912; STEFANINI G., 1915) ed in seguito di età "interglaciale" (PENCK & BRÜCKNER, 1909; GORTANI & DESIO, 1926; DESIO, 1926; FERUGLIO, 1929b; GORTANI, 1935; SACCO, 1937; VENTURINI S. & TUNIS, 1992; CARULLI *et alii*, 2000a; VENTURINI C., 2009).

Superficie-limite e rapporti stratigrafici. La superficie-limite inferiore del CCX corrisponde all'appoggio inconforme sul *sintema dell'Ambiesta* deformato. Il limite superiore del CCX è dato da una superficie di erosione di natura alluvionale su cui poggia, a sua volta in discordanza angolare, il *sintema di Ampezzo*.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta di conglomerati ben cementati, a stratificazione da suborizzontale ad incrociata, da classati a mal

classati; i clasti sono da subarrotondati ad arrotondati con dimensioni medie attorno ai 3 cm e massime attorno ai 30 cm. La matrice è arenaceo-siltitica, la tessitura clasto-sostenuta. Localmente sono presenti sabbie limose e limi laminati. Rispetto al *sintema dell'Ambiesta* questi depositi sono percentualmente più ricchi di clasti di dolomie.

Talora vi sono interdigeriti conglomerati con ciottoli prevalentemente carbonatici, da subangolosi a subarrotondati e con dimensioni massime di 50 cm. Localmente si rinvengono interdigerite anche breccie monogeniche, generalmente a supporto di clasti, costituite da ciottoli e blocchi carbonatici (CCX_a). Lo spessore massimo delle breccie è di circa 20 m presso Somplago.

Lo spessore massimo conservato dell'unità è di circa 90 m tra Cesclans e l'incisione del T. Faèit.

Il corpo sedimentario si presenta deformato da pieghe ettometriche ad asse N110°. Le impronte di presso-soluzione dei ciottoli indicano una direzione NNE-SSW di σ_1 .

Ambiente deposizionale. I depositi sono caratteristici di un corso d'acqua braided con alveo ghiaioso; sono intercalati livelli lacustri, di conoide alluvionale e di versante.

Età. All'unità è stata attribuita un'età gelasiano-calabrianica per analogia di posizione stratigrafica con il *conglomerato di San Pietro di Ragogna* (ZANFERRARI *et alii*, 2008b).

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti ed alla collocazione geografica dei lembi preservati.

7.1.4. – *Sintema di Ampezzo (AZO)*

L'unità, che si estende nella valle del Tagliamento da Ampezzo fino a Braulins (MONEGATO, 2006; MONEGATO & STEFANI C., 2010), affiora con relativa continuità nell'area del Foglio tra Verzegnis e Somplago (Fig. 66) ed in lembi a Braulins e Portis. In genere i conglomerati che la costituiscono erano stati accorpati in un'unica unità con quelli dei sintemi dell'Ambiesta e di Cesclans, o in due casi (GORTANI, 1912; VENTURINI S. & TUNIS, 1992) distinte dai precedenti. Essi erano stati definiti dapprima "preglaciali" (TARAMELLI, 1881; GORTANI, 1912; STEFANINI G., 1915) ed in seguito di età "interglaciale" (PENCK & BRÜCKNER, 1909; GORTANI & DESIO, 1927; DESIO, 1926; FERUGLIO, 1929b; GORTANI, 1935; SACCO, 1937; VENTURINI S. & TUNIS, 1992; CARULLI *et alii*, 2000a; VENTURINI C., 2009).

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie-limite inferiore corrisponde all'appoggio inconforme sul *sintema di Cesclans*. Il limite superiore è dato da una superficie di erosione di natura alluvionale o glaciale.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è formata da conglomerati fluviali nei quali si inseriscono localmente corpi di breccie. I conglomerati sono ben cementati, a stratificazione da planare ad incrociata, da classati a mal classati I clasti sono da subarrotondati ad arrotondati con dimensioni medie



Fig. 66 - Panoramica della piatta dorsale formata dai sintemi dell'Ambiesta, di Cesclans e di Ampezzo nella zona di Cavazzo Carnico (vista da nord verso sud).

attorno ai 3 cm e massime attorno ai 30 cm. La matrice è arenaceo-siltosa, la tessitura è clasto-sostenuta. Rispetto a quelli del *sintema di Cesclans*, questi depositi sono più ricchi percentualmente di clasti del Trias inferiore-medio e del Paleozoico (48%).

Nella sezione del T. Ambiesta sono presenti depositi deltizi clinostratificati che alla base fanno transizione ad arenarie e limi laminati lacustri (Fig. 67a). Localmente, nei conglomerati fluviali sono intercalati corpi di breccie carbonatiche contenenti blocchi fino ad alcuni m³ (Fig. 67b: (AZO_a)). Lo spessore massimo conservato delle breccie raggiunge i 20 m, quello complessivo dell'unità è di circa 80 m tra Cesclans e l'incisione del T. Ambiesta.

Presso Braulins il conglomerato alluvionale è in eteropia con una breccia angolosa fortemente eterometrica, da caotica a grossolanamente stratificata (Fig. 68), con clasti che possono superare il metro di diametro. Lo spessore della breccia raggiunge i 100 m nella sezione del Rio Perarie, dove è visibile anche la superficie di appoggio basale sul substrato.

Tra Portis e Venzone (Fig. 69), con i conglomerati alluvionali è interdigitata e sovrapposta la "breccia di Portis" (DESIO, 1926), costituita principalmente da corpi di breccie da caotiche a stratificate con uno spessore di circa 250 m. La composizione dei clasti riflette quella del substrato mesozoico prevalentemente calcareo che affiora sul fianco occidentale di Cima Somp Selve. Il corpo sedimentario ha un andamento a cuneo che si chiude verso monte. Esso è confinato fra le faglie trascorrenti Resiutta-Ponte Avons e di Pioverno (direzione N110°) appartenenti al sistema Idrija-Ampezzo e descrive una piega aperta completa, con asse a direzione N80°-90° (Fig. 69).

Nel settore intravallivo le impronte di presso-soluzione dei ciottoli indicano una direzione di σ_1 circa N-S.

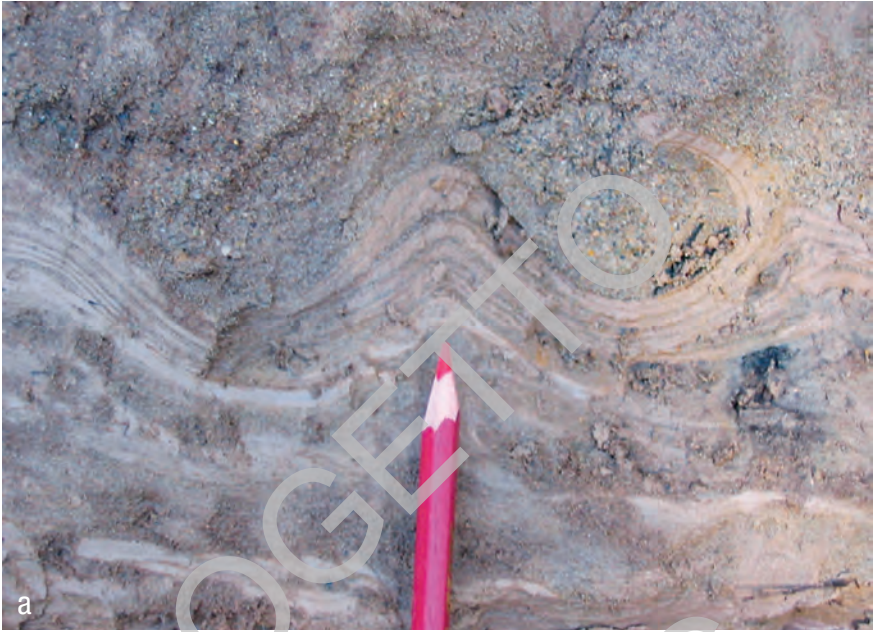


Fig. 67 - a) Particolare delle deformazioni da carico che interessano i bottomset lacustri del sintema di Ampezzo affioranti nell'incisione del Rio Ambiesta; b) breccie caotiche di frana (AZO_a) intercalate ai conglomerati fluviali del sintema di Ampezzo, affioranti presso Ceselans.





Fig. 68 - *Panoramica della rupe di Braulins nella quale è conservato un corpo di breccie di versante (AZO_a) del sistema di Ampezzo.*



Fig. 69 - *Panoramica della rupe di Portis (alla base di Cima Somp Selve) a nord di Venzone, formata da breccie caotiche di frana intercalate a conglomerati fluviali (AZO_a, sistema di Ampezzo). Si noti la grande piega completa che deforma il corpo di breccie, confinato tra le faglie trascorrenti Idrija-Ampezzo (a sinistra) e di Pioverno (a destra).*

Ambiente deposizionale. I conglomerati sono caratteristici di un corso d'acqua *braided* con alveo ghiaioso e deltizio-lacustri; le breccie sono di versante e di frana.

Fossili. L'analisi pollinica dei limi lacustri affioranti nella forra del Torrente Ambiasta ha messo in evidenza una flora interglaciale del Pleistocene medio (MONEGATO, 2006).

Età. Pleistocene medio.

Bacino di appartenenza. Bacino del Fiume Tagliamento e del Fiume Fella, in base alla composizione litologica dei clasti.

7.1.5. – *Sintema di Ledrania (LDR)*

Comprende i depositi glaciali più antichi osservati nei versanti in destra idrografica del Fella e del Tagliamento. I lembi più significativi sono ubicati presso Ledrania e Stavoli Grignes. Rappresentano la Massima Espansione Glaciale (MEG) nel bacino del Tagliamento in quanto non sono state rinvenute tracce glaciali nei ripiani a quote più elevate (Fig. 3 f.t.). Questi depositi sono stati erroneamente segnalati in una recente cartografia (CARULLI *et alii*, 2000a) come “depositi glaciali würmiani”.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è dato da una superficie di erosione sul substrato levigato e striato. Il limite superiore è costituito in parte da una superficie erosiva, in parte dall’originaria superficie deposizionale rimodellata, caratterizzata da una profonda pedogenesi che ha portato alla completa dissoluzione dei clasti carbonatici e all’arenizzazione di quelli ibridi, con matrice residuale argillosa di colore 5YR5/6.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L’unità è costituita da depositi glaciali (*till* indifferenziato: LDR_{cl}), caratterizzati dalla presenza di blocchi alterati costituiti in maggioranza da *conglomerato di Sesto* e del Carbonifero superiore della Carnia (Fig. 70c), nonché, più raramente, da vulcaniti; molto abbondanti i clasti residuali di quarziti. I clasti carbonatici e quelli ibridi non quarzosi sono stati completamente cancellati dall’alterazione e non sono presenti nello spettro attualmente osservabile. Significativa è la presenza di fantasmi di clasti gneissici, litotipo non presente nell’attuale bacino del Tagliamento. A Stavoli Grignes il *diamicton* alterato raggiunge lo spessore di 10 m. A Ledrania il *diamicton* è cementato e meno alterato e presenta uno spessore di circa 30 m.

7.1.6. – *Sintema di Invillino (INV)*

L’unità, che si estende nella valle del Tagliamento da Ampezzo fino a Cavazzo Carnico (MONEGATO, 2006; MONEGATO & STEFANI C., 2010), è conservata nell’area del Foglio presso Cavazzo Carnico.

In CARULLI *et alii* (2000a) sono stati definiti “Conglomerato del Tagliamento”; nel Foglio 031 Ampezzo sono stati inseriti nel “sintema pre-LGM alpino orientale” (VENTURINI C., 2009).

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie-limite inferiore corrisponde all’appoggio sul substrato mesozoico. Il limite superiore del sintema è dato da una superficie di erosione di natura alluvionale o glaciale.



Fig. 70 - Distribuzione di depositi attribuiti a differenti unità sintemiche sul versante sud-orientale del M. Amariana. a) sintema di Spilimbergo: morena laterale di Stavoli Amariana di sotto (q. 605 m s.l.m.). b) sintema di Plaino: depositi cementati ed alterati presenti a Stavoli Vallaconin di sotto (q. 775 m s.l.m.). c) sintema di Ledrania: morenico scheletrico sparso costituito prevalentemente da massi di conglomerato quarzoso del Carbonifero superiore presso Stavoli M. Forcella (q. 1090 m s.l.m.).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta di conglomerati cementati, a stratificazione da planare ad incrociata, da classati a mal classati; i clasti sono da subarrotondati ad arrotondati con dimensioni medie attorno ai 3 cm e massime attorno ai 30 cm. La matrice è arenaceo-siltosa, la tessitura clasto-sostenuta. Lo spessore conservato dell'unità è di circa 15 m.

Ambiente deposizionale. I depositi sono caratteristici di un corso d'acqua *braided* con alveo ghiaioso a canali poco profondi. Questi depositi possono essere considerati fluvioglaciali, in quanto correlabili con tilliti affioranti più a monte tra Ampezzo ed Enemonzo (MONEGATO, 2006).

Età. A questa unità è stata attribuita un'età pleistocenica media per il suo rapporto di incastro con i conglomerati del *sintema di Ampezzo* e con le unità più antiche, meglio visibili nel settore vallivo tra Invillino e Socchieve (MONEGATO, 2006; MONEGATO & STEFANI C., 2010).

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti.

7.1.7. – *Sintema di Plaino (PLI)*

L'unità, definita nel Foglio 066 Udine (ZANFERRARI *et alii*, 2008d), comprende i depositi glaciali e quelli ad essi associati, osservati nella valle del Tagliamento, del Fella ed in quella del lago di Cavazzo. Essi sono generalmente alterati o cementati e si trovano a quote intermedie tra quelle dei depositi della MEG (*sintema di Ledrania*) e quelle dell'LGM (*sintema di Spilimbergo*) o sepolti da questi ultimi (Fig. 3 ft.). Nelle precedenti rappresentazioni cartografiche questi depositi sono stati segnalati da GORTANI & DESIO (1925; 1927), da FERUGLIO (1925a; 1929a), da SACCO (1937), da CARULLI *et alii* (2000a) ed attribuiti al glaciale "würmiano".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è rappresentato da una superficie di erosione di origine presumibilmente glaciale modellata nel substrato carbonatico, evidenziata morfologicamente da lembi di ripiani distribuiti a q. 300÷420 e 500 m, nonché a quote superiori ai 600 m sul versante sud del M. Amariana (Fig. 70b) e sui versanti del gruppo M. San Simeone - M. Brancòt. Il limite superiore è rappresentato da una superficie erosiva, caratterizzata da una pedogenesi spinta che ha portato alla quasi completa alterazione dei clasti carbonatici e ibridi, con matrice residuale argillosa di colore 5YR÷7.5YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da depositi caratterizzati da clasti prevalentemente carbonatici ed in subordine ibridi, silicei, vulcanici e metamorfici. Le facies presenti nell'area del Foglio sono descritte di seguito.

- Depositi fluvioglaciali (PLI_v), costituiti da ghiaie a blocchi, con clasti subangolosi-subarrotondati, matrice sabbioso-limosa, stratificazione grossolana; clinoforni deltzie (*foreset*) affiorano in Val Venzonassa (zona di Stavoli Copetti), con livelli sabbioso-limosi massivi, tessitura da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta.

- Depositi glaciali indifferenziati (*till* indifferenziato: PLI_{cl}) ricchi in matrice limosa, con ciottoli levigati, sfaccettati e striati, talora cementati. La tessitura è matrice-sostenuta. I massi erratici hanno diametro massimo superiore ai 3 m. Tra questi prevalgono rispettivamente: il *conglomerato di Sesto* nella destra idrografica del Tagliamento; le vulcaniti permiane e triassiche nella sinistra idrografica del Tagliamento fino alla confluenza con il Fella; i conglomerati quarzosi del Carbonifero superiore nella valle del Fella e nella sinistra idrografica del Tagliamento fino a Magnano in Riviera. I clasti carbonatici e terrigeni sono generalmente alterati. La matrice è limosa ed alterata, di colore 7.5YR.
- Accumulo di frana con trasporto glaciale (PLI_{4a5}). Lungo il versante nord-orientale del M. Faeit (Cavazzo) è così interpretato un accumulo di massi carbonatici angolosi di diametro anche superiore ai 5 m.

Ambiente deposizionale. I depositi sono di ambiente glaciale e fluvio-glaciale.

Età. In base al grado di pedogenesi ed alla posizione stratigrafica si attribuisce il PLI al Pleistocene medio, in analogia con quanto effettuato nei fogli 066 Udine (ZANFERRARI *et alii*, 2008d) e 065 Maniago (ZANFERRARI *et alii*, 2008b).

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti.

7.1.8. – *Sintema di Erba (ERB)*

Comprende i depositi alluvionali generalmente cementati e alterati conservati nella valle del T. Torre a nord di Tarcento, in sinistra idrografica presso Erba ed in destra idrografica tra Borgo Grida e Bullons. Nelle precedenti rappresentazioni cartografiche questi depositi sono stati attribuiti al “Diluviale medio e antico” da FERUGLIO (1925a; 1929a), che li definiva “alluvioni ferrettizzate, più o meno cementate”.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è rappresentato da una superficie d'erosione di origine presumibilmente alluvionale sul substrato torbiditico, osservabile in numerosi punti lungo la scarpata del terrazzo tra circa 245 e 260 m s.l.m.

Il limite superiore è costituito da una superficie deposizionale rimodellata, caratterizzata dalla presenza di un suolo molto sviluppato, con orizzonte Bt dello spessore di alcuni metri, privi di clasti carbonatici e ibridi, in quanto completamente alterati. La matrice residuale argillosa ha colore 5YR÷7.5YR con patine di Fe-Mn (Fig. 71). Localmente si osserva un livello superficiale fine più giallastro (10YR) privo di clasti, che fa pensare alla originaria presenza di una coltre eolica (loess).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da depositi alluvionali (ERB_p) caratterizzati da ghiaie da cementate a poco cementate, a stratificazione da planare ad incrociata, generalmente mal classate; i clasti sono in massima parte carbonatici, subarrotondati e con dimensioni medie attorno ai 3 cm e massime attorno ai 100 cm. La matrice è arenacea, la tessitura clasto-sostenuta.



Fig. 71 - Suolo che caratterizza il top deposizionale del sintema di Erba visibile sulla superficie del terrazzo di Erba.

In un accumulo di riporto da uno scavo a sud dell'abitato di Erba, aperto dentro questa unità, sono emersi alcuni ciottoli del bacino del Tagliamento (vulcaniti, arenarie quarzose), che non sono però stati osservati in altre sezioni: non si esclude perciò che il suolo si sia sviluppato su un deposito appartenente al bacino del Tagliamento ed ora completamente alterato.

Alla base dei depositi alluvionali sono presenti depositi lacustri (ERB_{e2}) argilloso-limosi (FERUGLIO, 1953), con livelli di ghiaia fine con tessitura matrice-sostenuta, laminati, e livelli ricchi in carboncini e noduli di vivianite.

Lo spessore complessivo dell'unità è di circa 40 m.

Ambiente deposizionale. I depositi sono di ambiente alluvionale e lacustre.

Determinazioni geocronologiche. Sono state effettuate due datazioni radiometriche con il metodo del ¹⁴C su frammenti di carbone contenuti nei depositi lacustri, che hanno fornito un'età rispettivamente superiore a 46.000 anni BP ed a 48.000 anni BP (Tab. 1).

Età. In base al grado di pedogenesi, alla posizione stratigrafica e alle indicazioni geochimico-isotopiche il *sintema di Erba* è stato attribuito al Pleistocene medio.

Bacino di appartenenza. Bacino del T. Torre, in base alla composizione litologica dei clasti.

7.1.9. – *Sintema di Tapou (TAU)*

Il sintema comprende: i depositi glaciali conservati nell'alta valle del Torre presso casere Plan di Tapou; alcuni lembi presenti sul pendio meridionale del M. Tapou a q 780 m s.l.m.; il lembo segnalato da FERUGLIO (1953) a valle delle sorgenti del Torre in corrispondenza dell'attuale galleria parietale, e quello a monte di Pradielis, in sinistra Torre. In precedenza (FERUGLIO, 1925a; 1929a) tali depositi erano stati attribuiti genericamente al glaciale "würmiano".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è rappresentato da una superficie di erosione di origine glaciale modellata nel substrato carbonatico osservabile a q 840 m s.l.m nell'incisione del Rio Vodizza.

Il limite superiore è costituito da una superficie deposizionale fortemente rimodellata, caratterizzata da un suolo di tipo A-B-C di colore 7.5YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da depositi glaciali (*till* indifferenziato) (TAU_g), rappresentati da un *diamicton* massivo a supporto di matrice, con ciottoli sfaccettati e striati, generalmente poco alterati. I clasti sono prevalentemente carbonatici ed in subordine ibridi. La matrice è limosa di colore 7.5YR. Lo spessore massimo del deposito è di circa 45 m.

Ambiente deposizionale. I depositi sono di ambiente glaciale.

Età. Il TAU è stato attribuito al Pleistocene medio in base: al grado di pedogenesi e di rimodellamento; alla posizione più avanzata dei depositi glaciali rispetto a quella dell'unità della Val Venzonassa (VZS); alla maggiore elevazione della superficie di appoggio basale rispetto a quella dell'unità della Val Venzonassa.

Bacino di appartenenza. Bacino del T. Torre: in base alla composizione litologica dei clasti ed alla posizione geografica dei depositi affioranti.

7.2. – SINTEMA DI SPILIMBERGO (SPB)

Comprende i depositi glaciali (Fig. 72) e fluvioglaciali dell'ultima fase di massima espansione del ghiacciaio del Tagliamento durante il LGM. Essi formano le cerchie più alte dell'anfiteatro morenico tilaventino, la parte superficiale della piana proglaciale che si estende esternamente all'anfiteatro morenico ed i lembi conservati nel settore vallivo del Tagliamento e del Fella (Fig. 3 ft.). Presso Bilerio, Artegna, Montenars, Stavoli Amariana di sotto (Fig. 70a) e M. Sompave sono preservati lembi di morene laterali.

Come nel F. 066 Udine (ZANFERRARI *et alii*, 2008d), anche nel Foglio Gemona sono stati distinti nel settore dell'anfiteatro morenico i subsistemi di *Canodusso* e di *Remanzacco*.

Nel settore vallivo sono stati attribuiti genericamente al SPB i depositi attribuiti all'ultimo massimo glaciale; sono stati cartografati nel *subsintema di Remanzacco* i depositi attribuiti alla fase di ritiro del ghiacciaio vallivo. Al *sintema di Spilimbergo* sono stati attribuiti i depositi glaciali presenti nel sondaggio CARG-FVG S6 "Col Vergnal" tra -50 e -90 m dal p.c. (Fig. 79).

Nelle precedenti carte geologiche questi depositi sono stati segnalati da GORTANI & DESIO (1925; 1927), da FERUGLIO (1925a; 1929a), da SACCO (1937), da CARULLI *et alii* (2000a) ed attribuiti genericamente al glaciale “würmiano”. Recentemente sono stati attribuiti al LGM grazie a numerose datazioni radiometriche ed analisi palinologiche (MONEGATO *et alii*, 2007).

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è costituito da una superficie erosiva di genesi glaciale modellata prevalentemente nel substrato litoide.

La superficie-limite superiore è costituita da una superficie di erosione di natura alluvionale oppure, localmente, dall'originario *top* deposizionale rimodellato e caratterizzato da suoli poco sviluppati e colore 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da depositi caratterizzati da clasti prevalentemente carbonatici ed in subordine terrigeni, vulcanici e metamorfici. Le facies prevalenti sono le seguenti.

- *Diamicton* caotico eterogeneo con trovanti (*till* indifferenziato: SPB_{cl}). I ciottoli sono subangolosi-subarrotondati, levigati, sfaccettati e striati, con dimensioni medie di 3÷10 cm e massime superiori ai 2 m. La matrice è sabbioso-limosa con colore compreso tra 2.5Y e 10YR. Il deposito è generalmente addensato con tessitura matrice-sostenuta, lo spessore varia da metrico a decametrico.



Fig. 72 - Depositi glaciali del sistema di Spilimbergo, poggianti sulla formazione di Travenanzes presso Oseacco.

- *Diamicton* caotico eterogeneo con trovanti di dimensioni massime superiori ai 2 m (*till* di alloggiamento: SPB_{c4}). I ciottoli sono subarrotondati-subangolosi, striati, levigati e sfaccettati, con dimensioni prevalenti di 2÷5 cm. La matrice, assai abbondante, è prevalentemente limosa con colore compreso tra 5/10Y e 2.5Y. Il deposito è molto addensato, con tessitura matrice-sostenuta. Lo spessore dei depositi, piuttosto variabile, è mediamente sui 10 m.
- *Diamicton* caotico eterogeneo con trovanti (*till* di ablazione: SPB_{c5}). I ciottoli sono subangolosi-subarrotondati, levigati, sfaccettati e striati, con dimensioni medie di 2÷10 cm e massime superiori ai 2 m. La matrice è sabbioso-limosa con colore variabile tra 2.5Y e 10YR. Il deposito è da addensato a poco addensato, con tessitura matrice-sostenuta. Lo spessore è variabile: raggiunge i 20 m nella morena laterale sinistra a Curminie di Montenars (Fig. 73).
I depositi di contatto glaciale (SPB_{b5}) sono costituiti dalle seguenti facies:
 - ghiaie sabbiose grossolane a stratificazione incrociata e tessitura matrice-sostenuta, con clasti subangolosi-subarrotondati, non alterati e matrice sabbioso limosa;
 - sabbie debolmente limose a laminazione/stratificazione piano-parallela, con *dropstone*, visibili nella sezione del T. Urana.

I depositi glaciolacustri (SPB_{c6}) sono costituiti da limi e sabbie da laminati a stratificati con *dropstone*; molto addensati quelli di ambiente subglaciale, addensati quelli di ambiente marginoglaciale.

Ambiente deposizionale. Gli ambienti di deposizione sono quelli subglaciale, marginoglaciale e di contatto glaciale.

Determinazioni geocronologiche. La datazione di un campione di sedimento organico nel lacustre di sbarramento glaciale di Montenars (Fig. 73), effettuata con il metodo ¹⁴C AMS, ha dato un'età di 18.490±180 a BP (Ua-24085). La data-

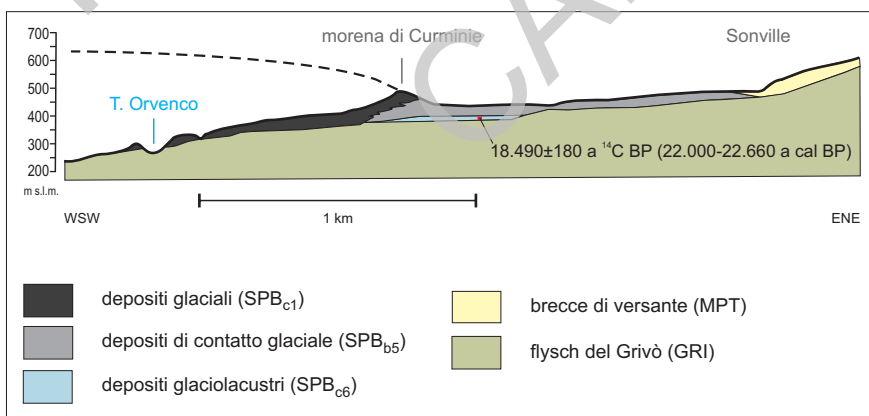


Fig. 73 - Sezione schematica dei depositi affioranti presso Montenars legati all'ultima fase di massima espansione del ghiacciaio del Tagliamento.

Tab. 1 - Nuove datazioni ^{14}C disponibili per l'area del Foglio "Gemona del Friuli".

località	materiale	coordinate (Gauss-Boaga)	numero del Laboratorio	età ^{14}C conv. ($\pm 1\sigma$ anni BP)	età calibr. ⁽¹⁾ ($\pm 1\sigma$ anni BP)
Torbiere di Bueris (Tarcento)	sedimento organico	13° 9' 41" E 46° 12' 32" N	Rome-1434	3.265±60	3.442-3.410
	torba	"	Rome-1433	3.815±60	4.333-4.093
	legno	"	Rome-1435	4.110±60	4.758-4.527
Borgo Grida (Tarcento)	microcarbone	13° 13' 10" E 46° 13' 11" N	Rome-1541	>46.000	
	microcarbone	"	Rome-1542	>48.000	
Case Butaciar (Majano)	legno	13° 2' 28" E 46° 12' 1" N	Rome-1624	1.075±55	1.028-933
	legno	"	Rome-1625	1.085±55	1.160-834
Billerio (Tarcento)	sedimento organico	13° 11' 50" E 46° 13' 50" N	Ua-23088	18.165±200	22.222-21.440
Sondaggio Saletto (Osoppo)	sedim. organico	13° 4' 48" E 46° 14' 26" N	LTL4342A	6.620±45	7.580-7.430
	sedim. organico	"	LTL4343A	9.041±80	10.410-9.910
Montenars	sedimento organico	13° 10' 51" E 46° 15' 13" N	Ua-24085	18.490±180	22.410-21.839
Rio Petri (Maniaglia)	microcarbone	13° 9' 21" E 46° 15' 46" N	Ua-24086	10.230±75	11.810-11.773
Vedronza	legno	13° 15' 17" E 46° 15' 38" N	Rome-1758	3.510±50	3.715-3.707
	legno	"	Rome-1762	3.775±60	4.080-4.005
	legno	"	Rome-1759	5.660±60	6.394-6.322
Cergneu	legno	13° 18' 15" E 46° 12' 31" N	Rome-1744	>45.000	
	legno	"	Rome-1741	>44.000	
	legno	13° 18' 43" E 46° 12' 48" N	Rome-1742	>45.000	
	legno	"	Rome-1743	>45.000	
	legno	"	Rome-1746	>45.000	

(1) Gli intervalli di calibrazione sono stati ottenuti utilizzando dati, algoritmi e programmi di STUIVER & REIMER (1993). Gli intervalli cronologici riportati, opportunamente arrotondati, sono quelli risultanti dal calcolo con il "metodo dell'intercetta".

zione di un campione di sedimento organico sepolto dal *till* d'alloggiamento presso Billerio, effettuata con il metodo ^{14}C , ha dato un'età di 18.165 ± 200 a BP (Ua-23088) (Tab. 1). Entrambe sono riconducibili alla fase di acme glaciale del LGM (MONEGATO *et alii*, 2007).

Età. Il *sintema di Spilimbergo* è stato attribuito al Pleistocene superiore soprattutto sulla base di datazioni radiometriche.

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti ed alla posizione geografica dei depositi affioranti.



a

Fig. 74 - a) Morena laterale del subsistema di Remanzacco presente presso Casa Cum, sul versante occidentale del M. Cimielì; - b) blocchi della frana di trasporto glaciale presenti nell'alveo del Tagliamento presso Pioverno.



b

7.2.1. – *Subsintema di Canodusso (SPB₃)*

I depositi glaciali del subsintema sono osservabili nella porzione nord-orientale dell'anfiteatro morenico presso Segnacco e Majano. Essi sono stati attribuiti al SPB₃ definito nel Foglio 066 Udine (ZANFERRARI *et alii*, 2008d), in quanto rappresentano una pulsazione durante l'Ultimo Massimo Glaciale nel bacino del Tagliamento (MONEGATO *et alii*, 2007).

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del SPB₃ è costituito da una superficie erosiva di genesi glaciale, qui modellata nel substrato torbiditico paleogenico. Nell'area in esame la superficie è visibile nell'anfiteatro morenico a Segnacco.

La superficie-limite superiore è costituita dall'originario *top* deposizionale rimodellato, caratterizzato da suoli poco sviluppati e colore 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi glaciali sono costituiti da *diamicton* caotico eterogeneo con blocchi, i ciottoli sono subangolosi-subarrotondati, levigati, sfaccettati e striati, con dimensioni medie di 2÷10 cm e massime superiori ai 2 m. La matrice è prevalentemente limosa, con colore variabile tra 2.5Y e 10YR. Il deposito è da addensato a poco addensato, con tessitura matrice-sostenuta. Lo spessore raggiunge i 20 m nella morena laterale sinistra a Segnacco (*till* di ablazione: SPB_{3c5}).

Ambiente deposizionale. Glaciale.

Età. Il SPB₃ è stato attribuito al Pleistocene superiore sulla base di numerose datazioni radiometriche ed analisi palinologiche (MONEGATO *et alii*, 2007).

7.2.2. – *Subsintema di Remanzacco (SPB₄)*

Il subsintema, definito nel F. 066 Udine (ZANFERRARI *et alii*, 2008d), rientra nel *sintema di Spilimbergo* e comprende i depositi glaciali e alluvionali connessi al ghiacciaio del Tagliamento ed alle sue acque di fusione. I sedimenti sono stati deposti durante la fase cataglaciale dell'LGM in quanto immediatamente più interni rispetto a quelli attribuiti alla fase di massima espansione (Fig. 74a). In particolare, nell'anfiteatro morenico del Tagliamento il subsintema è stato suddiviso in 3 unità (di Muris, di Majano e di Collalto) legate alla diversa dinamica dei lobi del ghiacciaio.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore non è visibile, mentre quello superiore è dato in parte dall'originario *top* deposizionale rimodellato caratterizzato da suoli con profilo tipo A-B-C o A-C (colore 10YR) ed in parte da una superficie di erosione alluvionale.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Nell'area del Foglio sono state cartografate varie litofacies.

– *Diamicton* caotico eterogeneo con trovanti (*till* indifferenziato: SPB_{4cl}). I ciottoli sono subangolosi-subarrotondati, levigati, sfaccettati e striati, con dimensioni medie di 3÷10 cm e massime superiori ai 2 m. La matrice è sabbioso-

limosa con colore compreso tra 2.5Y e 10YR. Il deposito è generalmente addensato, a tessitura matrice-sostenuta; lo spessore è variabile da metrico a decametrico.

- *Diamicton* con trovanti (*till* di ablazione: SPB_{4c5}). I ciottoli sono generalmente subangolosi, striati, con dimensioni medie di 2÷10 cm e massime superiori ai 2 m; la matrice è sabbioso-limosa, ha un colore compreso tra 2.5Y e 10YR. Il deposito è da addensato a poco addensato; la tessitura va da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta. Lo spessore è variabile da metrico a decametrico.
- Accumulo di frana con trasporto glaciale (SPB_{4a5}). Presso Pioverno (Fig. 74b) è così interpretato un accumulo di massi carbonatici angolosi di diametro anche superiore ai 5 m, che si estende per circa 1 km lungo il fondovalle.
- Ghiaie contenenti blocchi (depositi fluvioglaciali: SPB_{4b}). I clasti sono subangolosi-subarrotondati, la matrice è sabbioso-limosa, stratificazione grossolana da orizzontale ad inclinata, con livelli sabbioso-limosi massivi. La tessitura va da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta. Lo spessore è di una decina di metri.
- Argille e limi laminati con *dropstone* (depositi glaciolacustri) passanti verso l'alto a sabbie limose stratificate, sono stata attraversate tra – 28,60 e – 48,85 m dal p.c. nel sondaggio CARG-FVG S6 “Col Vergnal” (Fig. 79).
- Depositi di contatto glaciale (SPB_{4b5}), formati da ghiaie sabbiose a stratificazione inclinata, clasti subangolosi-subarrotondati, non alterati; la matrice è sabbioso-limosa, la tessitura matrice-sostenuta.

Ambiente deposizionale. Si tratta di depositi fluvioglaciali legati agli scaricatori del ghiacciaio tilaventino e di depositi glaciali e glaciolacustri legati alla fase cataglaciale dell'LGM.

Età. In base alla posizione stratigrafica si attribuisce il SPB₄ al Pleistocene superiore.

Il SPB₄ comprende anche la sequenza dei depositi cataglaciali (glaciali e fluvioglaciali ad essi direttamente correlati) riconosciuti all'interno dell'anfiteatro morenico. I depositi sono stati riferiti a tre unità informali di natura morfostratigrafica, che rappresentano le fasi cataglaciali relative ai tre diversi lobi del ghiacciaio del Tagliamento (ZANFERRARI *et alii*, 2008d): unità di Muris (SPB_{4A}), unità di Majano (SPB_{4B}), unità di Collalto (SPB_{4C}).

7.2.2.1. – Unità di Muris (SPB_{4A})

L'unità di Muris è costituita dai depositi cataglaciali del LGM legati al “lobo di San Daniele” del ghiacciaio del Tagliamento, situati all'interno delle valli comprese tra il Monte di Ragogna e quello di Susans ad una quota inferiore ai 225 m s.l.m. Questa unità è stata distinta dalle unità appartenenti al “lobo di Moruzzo” ed al “lobo di Tarcento” per la non continuità morfologica laterale delle cerchie moreniche (ZANFERRARI *et alii*, 2008d).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti dalle seguenti facies.

- Depositi fluvioglaciali (SPB_{4Ab}). Ghiaie medie e grossolane sabbiose, mal classate, non alterate, con frequenti livelli sabbioso-limosi massivi, di colore 2.5Y. I clasti sono subarrotondati, con dimensioni medie di circa 2 cm e massime sui 40 cm; a questi sono spesso associati limi laminati non alterati. Il deposito è poco addensato e la tessitura matrice-sostenuta; lo spessore medio è di qualche metro.
- Depositi glaciali (SPB_{4Ac1}). Sono costituiti da *diamicton* eterogeneo, ricco in matrice limosa, poco addensato, a tessitura matrice-sostenuta. I clasti sono poco alterati, da subarrotondati a subangolosi; numerosi i ciottoli levigati, sfaccettati e striati. La matrice è limosa di colore 2.5Y (5/4-6/4); lo spessore massimo è di circa 20 m.
- Depositi glaciolacustri (SPB_{4Ac6}). Sabbie e limi argillosi debolmente ghiaiosi, da stratificati a laminati, con stratificazione piano-parallela suborizzontale. I clasti sono subarrotondati, alcuni striati, e generalmente formano dei *dropstone* all'interno dei sedimenti più fini, il cui colore è 2.5Y. Il deposito è da poco addensato ad addensato e lo spessore è di circa 10 m.

Ambiente deposizionale. I depositi fluvioglaciali sono legati a corsi d'acqua ed a bacini lacustri prossimali alla porta del ghiacciaio; i depositi glaciali sono di ambiente subglaciale e supraglaciale.

7.2.2.2. – Unità di Majano (SPB_{4B})

L'unità di Majano comprende le cerchie cataglaciali del “lobo di Moruzzo”, che si insinuava tra il Monte di Susans e Buia. Le quote raggiunte dalle creste sono mediamente più basse di quelle più vecchie, raggiungendo solo localmente i 220 m s.l.m. La cerchia morfologicamente più evidente e continua è situata tra Majano, San Salvatore e Buia.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti dalle seguenti litofacies.

- Depositi fluvioglaciali (SPB_{4Bb}). Ghiaie medie e grossolane limoso-sabbiose, non alterate, da classate a mal classate e con tessitura generalmente clasto-sostenuta, all'interno delle quali sono presenti lenti sabbioso-limose massive di colore 2.5Y. I clasti sono subarrotondati, con dimensioni medie di circa 2 cm e massime sui 40 cm. Il deposito è poco addensato, con uno spessore medio di qualche metro.
- Depositi glaciali (*till* indifferenziato: SPB_{4Bc1}), costituiti da *diamicton* massivo con trovanti. I ciottoli sono subarrotondati-subangolosi, levigati, sfaccettati e striati. La matrice è limoso-sabbiosa con colore compreso tra 5/10Y e 2.5Y. Il deposito è da addensato a molto addensato e la tessitura matrice-sostenuta. All'interno del *diamicton* sono localmente presenti corpi lentiformi di ghiaie sabbiose, da massive a grossolanamente stratificate, mal classate, da addensate a molto addensate. I clasti sono da angolosi a subarrotondati, con dimensioni medie da 1 a 3 cm, le dimensioni massime sono variabili.

Ambiente deposizionale. I depositi fluvioglaciali sono legati a corsi d'acqua prossimali alla porta del ghiacciaio; i depositi glaciali sono di ambiente subglaciale e supraglaciale.

7.2.2.3. – Unità di Collalto (SPB_{4c})

L'unità di Collalto, situata tra Buia e i colli di Tarcento, comprende le cerchie cataglaciali del “lobo di Tarcento”; le quote raggiunte dalle creste sono mediamente più basse di quelle della massima espansione, raggiungendo i 220 m s.l.m. La cerchia morfologicamente più evidente e continua è quella sulla quale sorge l'abitato di Urbignacco e presumibilmente rappresenta l'ultima cerchia abbandonata dal ghiacciaio nella fase di ritiro, coeva con quelle di Cimano e Majano.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti dalle seguenti litofacies.

- Depositi fluvioglaciali (SPB_{4cb}). Ghiaie medie e grossolane limoso-sabbiose, da classate a mal classate, non alterate; i clasti sono subarrotondati, con dimensioni medie attorno ai 2 cm e massime ai 40 cm; all'interno sono presenti lenti sabbioso-limose massive di colore 2.5Y. Il deposito è poco addensato; la tessitura è generalmente clasto-sostenuta, lo spessore medio è di qualche metro.
- Depositi glaciali (*till* indifferenziato) (SPB_{4ccl}). Sono formati da *diamicton* massivo con trovanti, addensato, la tessitura è matrice-sostenuta. I ciottoli sono subarrotondati-subangolosi, levigati, sfaccettati e striati; la matrice è limoso-sabbiosa con un colore 2.5Y. All'interno del *diamicton* sono localmente presenti corpi lentiformi di ghiaie sabbiose, da massive a grossolanamente stratificate, mal classate, da addensate a molto addensate. I clasti sono da angolosi a subarrotondati, con dimensioni medie da 1 a 3 cm, le dimensioni massime sono variabili.

Ambiente deposizionale. Si tratta di depositi glaciali di ambiente supraglaciale.

7.3. – SINTEMA DEL PO (POI)

Sono stati inseriti nel POI i depositi alluvionali che costituiscono la piana del Campo di Osoppo e corrispondono ad una fase di aggradazione nel bacino del Tagliamento successiva al ritiro della massa glaciale. Nei sondaggi geognostici ivi eseguiti, questi depositi si sovrappongono quelli attribuiti al *sintema di Spilimbergo*. Inoltre sono attribuiti al POI i depositi olocenici del T. Torre.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del POI non è stato osservato direttamente ma solo in sondaggi geognostici ed è dato da una superficie erosiva di genesi alluvionale che rappresenta la superficie di appoggio basale del POI sul *sintema di Spilimbergo*.

La superficie-limite superiore è data dall'originario *top* deposizionale parzialmente rimodellato dall'incisione del F. Tagliamento e dai corsi d'acqua di risorgiva del Campo di Osoppo. La superficie-limite superiore, eccetto che in corrispondenza dell'alveo attuale, coincide con la superficie topografica ed è caratterizzata da suoli con profilo tipo A-C, con orizzonte A sviluppato per pochi centimetri (o assente) e colore prevalente 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I sedimenti (depositi alluvionali: POI_b) sono costituiti in gran parte da ghiaie a ciottoli in matrice sabbiosa, da classate a mal classate ed a stratificazione grossolana da planare ad incrociata. In esse si intercalano livelli e lenti di sabbie, massive o talvolta con laminazione incrociata a basso angolo, nonché di limi sabbiosi massivi o laminati. La tessitura dei depositi ghiaiosi è prevalentemente a supporto di clasti arrotondati-subarrotondati, con dimensioni medie e massime che diminuiscono nel senso del trasporto, passando rispettivamente da 1,5 a 1 cm e da 40 a 20 cm. Limi sabbiosi sono comuni sulla superficie di piccoli terrazzi tuttora soggetti ad erosione.

Tutti i depositi sono poco addensati e non cementati. Lo spessore massimo del POI_b nel Campo di Osoppo, estrapolato dal sondaggio CARG-S6 "Col Vergnal" raggiunge i 28 m. Livelli decimetrici di suoli organici intercalati alle ghiaie sono stati intercettati in sondaggi tra Majano, Tomba di Buia e Rivoli di Osoppo (STEFANINI S., 1986) a profondità variabili tra gli 11 ed i 14 metri dal piano campagna.

Nella valle del T. Torre affiorano in due località limi laminati alternati a livelli sabbiosi (depositi lacustri: POI_{e2}). Nella prima, presso Tanatavie, tali depositi, il cui spessore massimo visibile era di circa 20 m (GAROFALO & PUGLIESE, 1990), contengono alcuni livelli ricchi di sostanza organica. Anche nei depositi lacustri situati più a valle, presso la confluenza con il T. Vedronza, sono intercalati livelli ricchi di frammenti vegetali, tronchi e foglie. Questi depositi poggiano sul substrato torbido e sono basculati verso NW di circa 15° verso nord.

Ambiente deposizionale. Si tratta di depositi alluvionali legati a conoidi alluvionali e a corsi d'acqua di tipo *braided*, nonché di depositi lacustri di sbarramento di frana. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Determinazioni cronologiche. Sulla base di analisi di documenti storici (Carta topografica del Regno lombardo-veneto, serie storiche delle carte IGM a diverse scale, monografie, ecc.), la sedimentazione si poteva ritenere attiva su ampi settori del POI prima della costruzione delle opere di sistemazione fluviale avvenuta a cavallo tra il 1800 ed il 1900.

Determinazioni cronologiche. Il lacustre di Tanatavie è stato datato a 3.990 ± 190 a ¹⁴C BP verso il *top* deposizionale (GAROFALO & PUGLIESE, 1990) e a 8.320 ± 120 a ¹⁴C BP alla base (CAVALLIN & MARTINIS, 1986). Il lacustre di Vedronza è stato datato in 3 diversi livelli rispettivamente 3.510 ± 50 , 3.775 ± 60 e 5.660 ± 60 a ¹⁴C BP. Due suoli organici intercettati in un sondaggio presso Osoppo, alle profondità di 11,12 m e 14,70 dal p.c., sono stati datati rispettivamente 6.620 ± 45 a ¹⁴C BP e 9.041 ± 80 a ¹⁴C BP (Tab. 1).

Età. In base alle datazioni geochimico-isotopiche e alla posizione stratigrafica si attribuisce un'età olocenica ai depositi del POI presenti nell'area del Foglio.

Bacino di appartenenza. Bacini del Tagliamento e del Torre, in base alla composizione litologica dei clasti.

Nel POI è stata distinta l'**unità di Torcello (POI₁₀)** secondo criteri morfologici e sulla base di informazioni storiche. Il POI₁₀ prende il suo nome dall'omonima località situata nell'area del Foglio 128 Venezia (Tosi *et alii*, 2007). Con questa unità informale viene rappresentato l'alveo in evoluzione di Tagliamento e Fella, e quelli attualmente abbandonati, ma riconosciuti in evoluzione in epoca storica.

Va ricordato che i regimi idrologici ed idraulici di questi corsi d'acqua sono andati velocemente modificandosi a partire dall'inizio del XX secolo. Con lo sviluppo industriale ed agricolo del territorio sono cominciate le costruzioni delle grandi opere idrauliche di invaso nei bacini montani, di arginatura e per l'irrigazione in pianura. La variazione dell'assetto idrografico è stata ricostruita basandosi sul confronto di documenti storici (resoconti, mappe, carte), presenza di strutture archeologiche, dati relativi alle opere per la salvaguardia idraulica del territorio, immagini telerilevate, dati pedologici, geomorfologici, geologici di superficie e di sottosuolo.

7.4. – UNITÀ DEI BACINI SECONDARI

Sono state adottate unità informali per la rappresentazione dei depositi alluvionali di bacini idrografici di ordine elevato, la cui evoluzione, pur non avendo avuto un ruolo determinante nell'evoluzione geologica generale, è stata comunque prolungata ed ha risentito in modo diretto o indiretto dei processi esogeni ed endogeni che hanno interessato la regione.

Le unità dei bacini secondari sono state distinte in *unità inferiore dei bacini secondari* (BTN) e in *unità superiore dei bacini secondari* (BTR). La prima raggruppa i corpi sedimentari dei vari bacini formati precedentemente all'ultima generale fase di aggradazione avvenuta durante il LGM. La seconda, generalmente separata dalla prima da una superficie erosiva, raggruppa i corpi sedimentari formati successivamente, durante e dopo il LGM. È stata inoltre distinta l'*unità della Val Venzonassa*, in collegamento con i depositi del *sintema di Spilimbergo* della valle del Tagliamento e di quella del Torre durante l'LGM.

7.4.1. – *Unità inferiore dei bacini secondari* (BTN)

Raggruppa i depositi alluvionali dei bacini dei torrenti Cornappo e Lagna (Fig. 75) la cui deposizione è avvenuta probabilmente in una fase precedente al LGM; la continuità dell'unità è difficilmente verificabile nei depositi della pianura. Essa comprende inoltre i depositi alluvionali generalmente cementati

presenti in Val Resia presso la confluenza tra il T. Resia e il Rio Barman e nell'incisione del Rio Mainuze.

Nel Foglio 25-Udine della Carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (FERUGLIO, 1925a, 1929b), in cui ricade parte dell'area del Foglio "Gemona del Friuli" questi depositi rientrano nei "Depositi fluvio-glaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente". Nel Foglio 14-Pontebba (GORTANI & DESIO, 1925; 1927) essi sono stati cartografati come "morene rissiane".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie basale della BTN sovrappone tale unità al substrato, è di natura erosiva, diacrona e polifasica ed affiora localmente lungo le incisioni dei corsi d'acqua. Il limite superiore dell'unità è generalmente costituito da una superficie erosiva. Nei ripiani terrazzati della valle del Cornappo e del Lagna è visibile l'originaria superficie deposizionale rimodellata, caratterizzata da un suolo ben sviluppato, con profilo di alterazione di tipo A-B-C, colore 7.5YR-10YR dell'orizzonte argillico ed alterazione dei clasti fino a profondità superiore ai 3 metri dal p.c.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono generalmente costituiti da ghiaie grossolane, con matrice sabbioso-limosa e tessitura di solito clasto-sostenuta. I clasti sono mal classificati, da angolosi a subarrotondati con dimensioni medie di 3 cm e massime di 80 cm. I depositi sono da massivi a stratificati, localmente clinostatificati (*foreset*). I depositi sono molto alterati nella parte superficiale dei terrazzi, mentre sono cementati in maniera variabile in prossimi-



Fig. 75 - Depositi alluvionali terrazzati del T. Lagna dell'unità inferiore dei bacini secondari, affioranti presso Cergneu; nel dettaglio il ramo fossile che ha fornito un'età maggiore di 45.000 anni BP.



Fig. 76 - a) Panoramica del versante settentrionale della dorsale M. Chiampon - Cuel di Lanis: si osservano i valloni nei quali durante il LGM erano presenti piccoli ghiacciai locali che confluivano nella Val Venzonassa; b) particolare della sezione di Stavoli Scugellars, nella quale sono visibili i depositi glaciali dell'unità della Val Venzonassa, alla base, ed i relativi depositi fluvio-glaciali.

mità del substrato. Nella valle del Lagna sono presenti numerosi livelli, lenti o lingue di sabbia, di spessore decimetrico talvolta ricchi di sostanza organica.

Ambienti deposizionali. Depositi alluvionali di corsi d'acqua vallivi a carattere torrentizio con possibili eventi di trasporto di massa e depositi deltizi.

Determinazioni geocronologiche. Datazioni radiometriche con il metodo del ^{14}C sono state effettuate su frammenti lignei rinvenuti all'interno dei depositi alluvionali. Il materiale del terrazzo di Nimis ha fornito età superiori a 40.000 anni BP (VAIA, 1982); sui depositi affioranti lungo l'incisione del T. Lagna (fig. 75), tra Cergneu e la confluenza con il Rio Montana, cinque datazioni ^{14}C hanno fornito età superiori a 45.000 a BP (Tab. 1).

Età. Si attribuisce ai depositi della BTN un'età compresa tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore, in base alle datazioni radiometriche ed alla posizione stratigrafica.

7.4.2. – Unità della Val Venzonassa (VZS)

Comprende i depositi glaciali e fluvioglaciali presenti nel bacino della Val Venzonassa, ubicato tra la valle del Tagliamento e quella del Torre. Essi sono legati all'ultima avanzata glaciale, desunta dal grado di alterazione e rimodellamento dei depositi affioranti nel versante nord della catena M. Chiampon - Cuel di Lanis (Fig. 76a). Le morene frontali dell'unità sono ben osservabili nei valloni che scendono dalla cresta a quote variabili tra 500 e 700 m s.l.m. I depositi fluvioglaciali sono conservati anche nella bassa valle del Torre presso Ciseris e Zomeais.

Nelle precedenti rappresentazioni cartografiche tali depositi sono stati attribuiti al "Diluviale recente" da FERUGLIO (1925a, 1929a) che li definì "depositi fluvioglaciali o alluvionali", mentre i depositi glaciali erano attribuiti genericamente al glaciale "würmiano".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è dato da una superficie di erosione di origine glaciale nel substrato carbonatico, osservabile nei valloni che scendono verso nord dalla catena M. Chiampon - Cuel di Lanis; presso gli tavoli Copetti e Scugellars la superficie mette a contatto i depositi dell'unità della V. Venzonassa su quelli del sistema di Plaino (Fig. 76b). Lungo la valle del Torre il limite inferiore è dato da una superficie di erosione di origine presumibilmente alluvionale nel substrato torbiditico, osservabile in numerosi punti lungo le scarpate dei terrazzi a circa 250 m s.l.m.

Il limite superiore è costituito da una superficie deposizionale rimodellata, caratterizzata da un suolo di tipo A-B-C di colore 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da depositi glaciali e fluvioglaciali. I primi (*till* indifferenziato: VZS_{cl}) sono ricchi in matrice limosa, con ciottoli sfaccettati e striati, generalmente poco alterati. La matrice ha colore 10YR e lo spessore del deposito è di circa 100 m (Fig. 76b).

I depositi fluvioglaciali (VZS_b) si osservano in posizione frontale rispetto a quelli glaciali. Sono costituiti da ghiaie mal classate e *diamicton* da massivo a stratificato contenente blocchi di diametro superiore al metro. I ciottoli sono da subangolosi a subarrotondati, con dimensioni medie attorno ai 3 cm e massime attorno ai 100 cm. La matrice è limoso-sabbiosa e la tessitura prevalentemente clasto-sostenuta. Lo spessore varia da pochi metri ad alcune decine.

Ambiente deposizionale. Glaciale e fluvioglaciale.

Età. In base al grado di pedogenesi ed alla posizione stratigrafica si attribuisce la VZS alla fase di acme del LGM nel Pleistocene superiore.

7.4.3. – Unità superiore dei bacini secondari (BTR)

La BTR è un'unità informale che riunisce, senza distinzione di bacino, i depositi alluvionali dei bacini tributari del F. Tagliamento (T. Resia, F. Ledra, T. Vegliato, T. Orvenco, T. Melò ed affluenti, T. Faët e T. Venzonassa) e del T. Torre (T. Vedronza e T. Cornappo), formati a partire del LGM e tuttora in evoluzio-

ne. Sono stati anche inseriti in questa unità i depositi legati al T. Urana-Soima, principale affluente del T. Cormòr. Inoltre, nella BTR sono riuniti i depositi glaciali e fluvioglaciali dei ghiacciai tributari del ghiacciaio del Tagliamento (valli del T. Faèit, del T. Resia e della Val Lavaruzza) e di quello dell'Isonzo (Sella Carnizza-Valle Ucea).

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (FERUGLIO, 1925a, 1929a), in cui ricade parte dell'area del Foglio "Gemona del Friuli", i depositi sono compresi nei "Depositati fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Poiché la BTR raccoglie indistintamente sedimenti di età e di processi sedimentari diversi avvenuti all'interno dello stesso bacino durante la fase cataglaciale e dopo il ritiro dei ghiacciai, il suo limite inferiore è dato da una superficie generalmente erosiva, mentre il suo limite superiore corrisponde all'originario *top* deposizionale, localmente rimodellato, caratterizzato da suoli con profilo tipo A-C, con orizzonte A sviluppato per pochi centimetri (o assente) e colore prevalente 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da depositi caratterizzati da clasti prevalentemente carbonatici ed in subordine silicei, vulcanici e metamorfici. Le facies prevalenti sono le seguenti.

- Depositati alluvionali e fluvioglaciali (BTR_p). Sono formati: da ghiaie sabbiose carbonatiche, con ciottoli subarrotondati, da classate a mal classate, con tessitura clasto-sostenuta; da sabbie limose debolmente ghiaiose, tessitura matrice-sostenuta, talvolta con laminazione incrociata a basso angolo; da limi sabbiosi generalmente massivi. L'addensamento dei depositi è variabile
- Depositati di origine mista (BTR_i). Si tratta di depositi caotici di ghiaie a ciottoli e blocchi con matrice sabbioso-limosa, e limi sabbiosi. I depositi sono prevalentemente mal classati, poco addensati, con tessitura che varia da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta. I clasti sono generalmente angolosi e costituiti da litologie locali; le dimensioni medie dei ciottoli sono di 3 cm, quelle dei blocchi inglobati possono essere superiori al metro. Si tratta di depositi legati alla dinamica di versante ed al trasporto di acque torrentizie anche sotto forma di colate detritiche.
- *Till* indifferenziato (BTR_{ci}). Corrisponde a un *diamicton* caotico eterogeneo con blocchi; i ciottoli sono subangolosi-subarrotondati, levigati, sfaccettati e striati, con dimensioni medie di 3÷10 cm e massime superiori ai 2 m. La matrice è sabbioso-limosa, con colore compreso tra 2.5Y e 10YR. Il deposito è generalmente addensato, con tessitura matrice-sostenuta e spessori variabili.
- *Till* di ablazione (BTR_{cs}). Corrisponde a un *diamicton* caotico eterogeneo con blocchi; i ciottoli sono subangolosi-subarrotondati, levigati, sfaccettati e striati, con dimensioni medie di 2÷10 cm e massime superiori ai 2 m; la matrice è prevalentemente limosa, ha un colore compreso tra 2.5Y e 10YR. Il deposito è da addensato a poco addensato; la tessitura è matrice-sostenuta. Lo spessore è variabile: va da pochi metri fino ad alcune decine nelle morene cataglaciali di Oseacco e San Giorgio in Val Resia



Fig. 77 - a) Breccie di versante del complesso di Monteaperta conservato nel versante meridionale del M. Chiampon, poggianti su DPR; b) particolare delle breccie affioranti presso Micottis.



- Depositi glaciolacustri (BTR_{c6}). Sabbie e limi argillosi debolmente ghiaiosi, da stratificati a laminati, stratificazione piano-parallela suborizzontale interessata da deformazioni glaciotettoniche. I clasti sono subarrotondati, alcuni striati e generalmente costituiscono dei *dropstone* all'interno dei sedimenti più fini, il colore dei quali è 2.5Y-10YR. Il deposito è molto addensato, lo spessore visibile è di qualche metro.

Ambiente deposizionale. Depositi alluvionali di corsi d'acqua a carattere torrentizio, generalmente di conoide alluvionale, e di corsi d'acqua con un alveo a canale unico migrante e meandriforme. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra, e *overbank*. I depositi glaciali sono di ambiente supraglaciale e glaciolacustre.

Età. In base alla posizione stratigrafica i depositi della BTR sono attribuiti al Pleistocene superiore - Olocene.

7.5. – COMPLESSO DI MONTEAPERTA (MPT)

È un'unità informale litostratigrafica, non distinta in base al bacino di pertinenza, costituita da depositi di versante variamente cementati, presenti nell'area del Foglio e non compresi nelle unità sintemiche del bacino del Tagliamento e del Torre. I depositi traggono origine da rocce carbonatiche variamente fratturate e sono perciò diffusi in tutto il Foglio. I lembi più estesi, potenti alcune decine di metri, sono presenti nei versanti meridionali della catena M. Chiampon - Cuel di Lanis - Gran Monte (Fig. 77a) e del M. Prat - Ledrania. Nei corpi più spessi è evidente la loro costruzione polifasica e, talora, l'alternanza o l'eteropia con corpi di frana (Musi) o di contatto glaciale (presso Montenars).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I corpi che costituiscono MPT sono costituiti da *diamicton* eterometrico, da massivo a grossolanamente stratificato, con rara matrice sabbiosa, caratterizzato dalla presenza di clasti angolosi di dimensioni medie pari a 5 cm e massime superiori ai 2 m (Fig. 77b). La litologia dei clasti riflette quella presente nel substrato del versante adiacente. I depositi sono da poco a molto cementati; la tessitura va da parzialmente aperta a clasto-sostenuta. Lo spessore è variabile da metrico a pluridecametrico.

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi legati alla dinamica di versante, in alcuni casi in ambiente periglaciale.

Età. In base ai rapporti stratigrafici con unità di età diverse, si attribuisce a MPT un'età genericamente pleistocenica.

7.6. – UNITÀ UBIQUITARIE (UIN)

Le UIN non sono differenziate in base al bacino di appartenenza e corrispondono ad unità litostratigrafiche. Sono costituite da particolari litofacies: depositi alluvionali, depositi palustri, prodotti residuali, depositi di origine mista, breccie

di versante, per le quali il processo di formazione è legato dall'evoluzione dei bacini in cui ricadono.

Deposito di frana (UIN_{al}). Si tratta di un *diamicton* eterogeneo, da poligenico a monogenico, con matrice ghiaioso-sabbiosa (anche pelitica nelle frane in flysch), caratterizzato dalla presenza di blocchi anche plurimetrici misti a clasti da angolosi a subangolosi di dimensioni molto varie. La tessitura va da clasto-sostenuta, nei corpi di frana carbonatici, a matrice-sostenuta in quelli prodottisi nelle litofacies torbiditiche con significativa componente marnosa. La cementazione è solo locale o assente, lo spessore è molto variabile. Gli accumuli derivano soprattutto da crolli e ribaltamenti e subordinatamente da scorrimenti planari o rotazionali.

Detrito di versante (UIN_{a3}). Corrisponde a un *diamicton* eterogeneo con tessitura da clasto-sostenuta a parzialmente aperta e matrice ghiaioso-sabbiosa. Le dimensioni dei clasti, così come quelle degli spessori degli accumuli, sono assai variabili. Le falde detritiche sono particolarmente diffuse al piede dei rilievi in rocce carbonatiche, fortemente predisposte a crolli e ribaltamenti sia dalla diffusa fratturazione che dall'azione dei processi termo- e crio-clastici.

Depositi alluvionali di corsi d'acqua minori e di interbacino (UIN_b). Si tratta di depositi essenzialmente fini di origine alluvionale accumulati nelle zone depresse che si formano nelle aree di confluenza dei bacini in aree pedecollinari. Si trovano sia in superficie che intercalati nel sottosuolo nei depositi alluvionali di bacini contigui. I depositi sono costituiti prevalentemente da sabbie limose e limi,

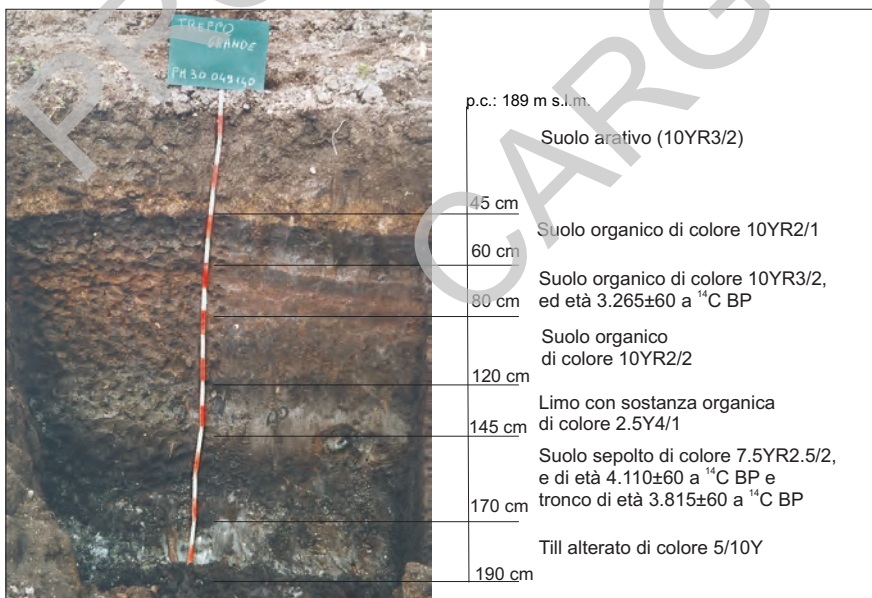


Fig. 78 - Livelli di torbe e di limi organici nella torbiera di Bueriis.

talvolta con significativi accumuli di sostanza organica. La tessitura è matrice-sostenuta. I ciottoli delle ghiaie sono arrotondati; le loro dimensioni medie sono inferiori al cm. Le sabbie e le ghiaie fini talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo, i limi sono massivi.

Coltre eluvio-colluviale e depositi colluviali (UIN_{b2}). Sono state cartografate le maggiori estensioni dei prodotti della degradazione superficiale del substrato pre-quaternario e dei depositi quaternari. Si tratta di prodotti prevalentemente a tessitura matrice-sostenuta, con clasti eterometrici da angolosi a subarrotondati, in matrice limoso-argillosa. Lo spessore è variabile da decimetrico a metrico.

Deposito di *glacis* (UIN_{b8}). Sono costituiti da depositi caotici a grossolanamente stratificati, a stratificazione inclinata, con clasti eterometrici da angolosi a subarrotondati immersi in una matrice limoso-argillosa con tessitura matrice-sostenuta. Lo spessore è variabile da metrico a decametrico.

Depositi palustri (UIN_{e3}). Si tratta di depositi fini costituiti da sabbie, limi ed argille debolmente ghiaiose con sostanza organica conservata. Sono tipici di aree con difficoltà di drenaggio tra Cavazzo Carnico e Somplago (palude Vuarbis e palude das Fontanas) e dei laghetti Minisini presso Ospedaletto di Gemona. La palude Vuarbis è stata oggetto di studi palinologici ed ha fornito una datazione a 7.940 ± 120 a ^{14}C BP (KRAL, 1982).

Sabbie ed argille ricche di sostanza organica, torbe localmente con macroresti vegetali, colmano le depressioni dell'anfiteatro morenico (Casasola, Andreuzza, Artegna, Zegliacco e Bueriis), che sono state bonificate tra la fine dell'800 e la prima metà del '900. Nella depressione di Bueriis è stata scavata una trincea nella quale è stata descritta una successione di torbe per circa 2 m di profondità, sulle quali sono state effettuate tre datazioni ^{14}C che hanno dato i seguenti risultati dall'alto verso il basso (Fig. 78): 3.265 ± 60 a ^{14}C BP, 3.815 ± 60 a ^{14}C BP e 4.110 ± 60 a ^{14}C BP (Tab. 1). Presso Case Butaciar, sul Colle di Susans, sono state effettuate due datazioni ^{14}C su resti vegetali presenti a circa 2 m di profondità nella depressione palustre, che hanno dato rispettivamente 1.075 ± 55 a ^{14}C BP e 1.085 ± 55 a ^{14}C BP (Tab. 1).

Depositi di origine mista (UIN_l). Si tratta di depositi legati alla dinamica di versante ed al trasporto di acque torrentizie spesso sottoforma di colate detritiche. Sono formati da depositi caotici di ghiaie a ciottoli e blocchi con matrice sabbioso-limosa, e limi sabbiosi. I depositi sono mal classati, perlopiù poco addensati, con tessitura che varia da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta. I clasti sono generalmente angolosi, costituiti da litologie locali, con dimensioni molto variabili. I corpi maggiori presenti nell'area del Foglio sono: il conoide dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo, i conoidi di Pioverno e dei Rivoli bianchi di Venzona, il conoide del rio Petri presso Maniaglia, i conoidi della val Mea e quelli alla base del M. Amariana e al piede dei versanti della Val Resia e di alcune sue valli laterali.

Lungo la scarpata del rio Petri presso Maniaglia, alla base del deposito grossolano sommitale e debolmente cementato è stato rinvenuto un livello contenente carbone la cui datazione radiometrica con il metodo del ^{14}C AMS è di 10.230 ± 75 a ^{14}C BP (Tab. 1).

7.7. – SONDAGGIO CARG-FVG S6 “COL VERGNAL”

Nell'ambito del Progetto CARG-FVG è stato realizzato un sondaggio geognostico ubicato nel Campo di Osoppo, a carotaggio continuo con il sistema *wire line*.

Comune di Osoppo (UD), loc. Casello, a sud del Col Vergnal

Elemento CTR 1:5.000 di riferimento: 049131

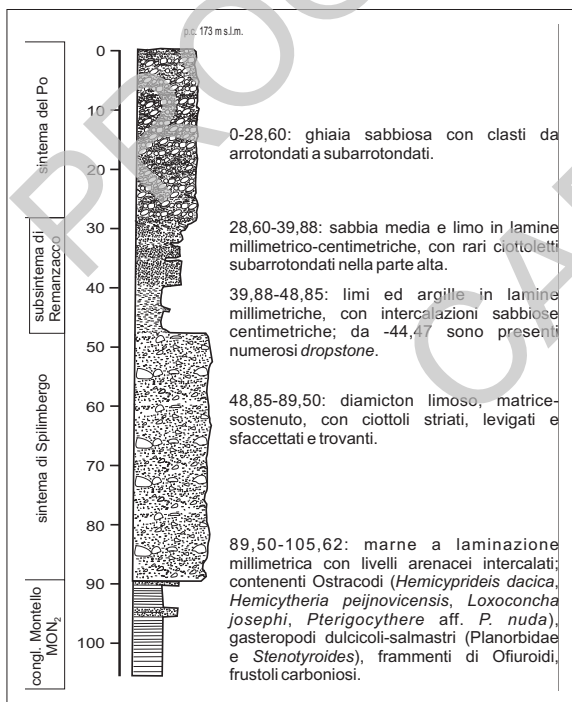
Coordinate Gauss-Boaga: 2371430, 5122490

Quota della bocca-pozzo riferita al livello medio del mare: 173 m s.l.m.

Data inizio sondaggio: 10.03.2004; data termine sondaggio: 31.03.2004

Il sondaggio (Fig. 79) ha raggiunto una profondità di 105,5 m dal p.c., incontrando nei primi 28,60 m ghiaie sabbiose con clasti arrotondati attribuite al *sintema del Po* in analogia con quanto osservato in scavi nell'area limitrofa.

Da 28,60 a 39,88 il sondaggio ha intercettato sabbie medie e limi laminati passanti verso l'alto a sabbie ghiaiose e, da 39,88 a 48,85, limi ed argille laminate con livelli sabbiosi centimetrici, in cui, a partire da 44,47, sono presenti sempre più frequentemente *dropstone*. L'intervallo tra 28,60 e 48,85 è stato interpretato come una sequenza di ritiro durante la fase cataglaciale, passando dal glaciolacustre al fluvio-glaciale fine (*subsintema di Remanzacco*).



Da 48,85 a 89,50, il sondaggio ha intercettato un *diamicton* limoso a supporto di matrice, con numerosi ciottoli striati, levigati e sfaccettati, che è stato interpretato come *till* d'alloggiamento legato al LGM (*sintema di Spilimbergo*).

Da 89,50 fino a fondo foro il sondaggio ha intercettato un substrato marnoso-arenaceo, nel quale sono state effettuate analisi sull'ostracofauna e la malacofauna che hanno permesso di datare il deposito al Tortoniano superiore ed attribuirlo per analogia di facies ed età al *membro arenaceo-pelitico del conglomerato del Montello* (MON₂).

Fig. 79 - Stratigrafia del sondaggio CARG-FVG S6 “Col Vergnal”.

VI – TETTONICA (M.E. Poli, A. Zanferrari)

L'area del Foglio "Gemona del Friuli" presenta un'architettura tettonica particolarmente complessa e frammentata, a causa della sovrapposizione degli effetti contrazionali dell'evento dinarico (Cretacico sup. - Eocene sup.) e di quello neoalpino (Serravalliano-Attuale). Durante quest'ultimo la propagazione dei sovrascorrimenti è stata accompagnata o seguita dalla formazione di importanti sistemi di faglie trascorrenti, che nelle zone interessate hanno profondamente modificato l'assetto strutturale esistente.

1. – CARATTERISTICHE GENERALI DELLE STRUTTURE TETTONICHE

1.1. – LE UNITÀ TETTONICHE DEL FOGLIO

Nell'area friulana l'evento dinarico ha generato sovrascorrimenti WSW-vergenti che hanno trasportato unità tettoniche di estensione regionale: alcune di queste hanno origine nella Slovenia occidentale, dove sono definite "falde" (MLAKAR, 1969; PLACER, 1973; PLACER *et alii*, 2010 *cum lit.*). La direzione dello sforzo compressivo σ_1 è stata circa N60°-80°.

Il successivo evento neoalpino (σ_1 oscillante tra NW-SE e NNW-SSE), ha rideformato con differente intensità le unità dinariche, fino anche a suddividerle in nuove unità minori o accorpando parti di più unità dinariche. A partire dal Pliocene, il sistema trascorrente Idrija-Ampezzo ha sensibilmente aumentato la frammentazione delle unità tettoniche.

Di conseguenza, le unità neoalpine descritte nella sez. 2 e rappresentate nello Schema tettonico del Foglio e in Fig. 80, vanno intese come: *volumi crostali*

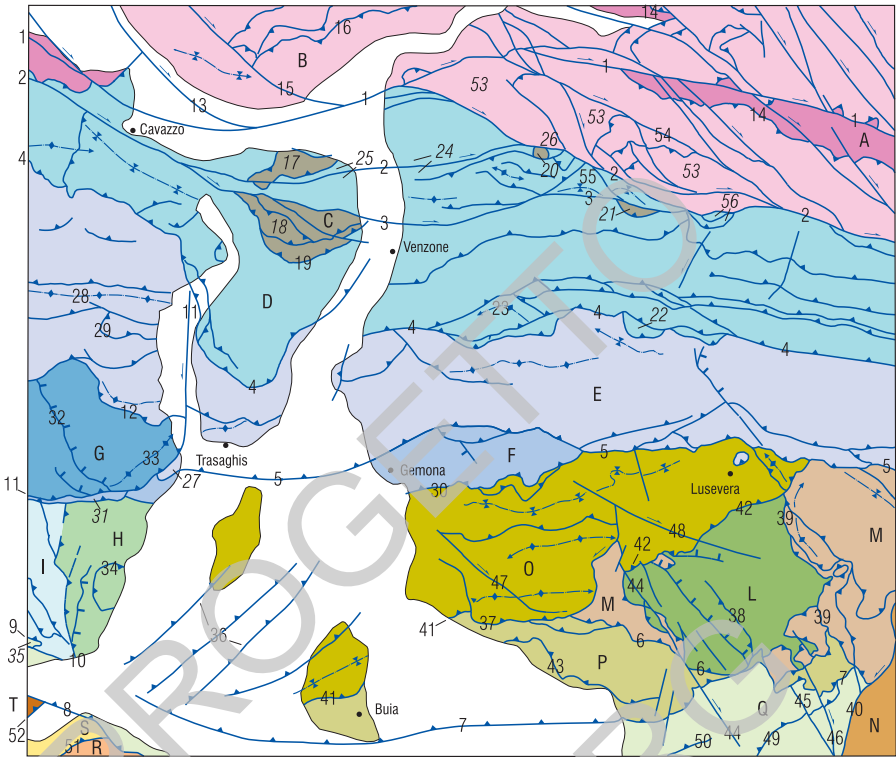


Fig. 80 - Carta-indice delle unità e delle strutture tettoniche descritte nel testo.

Unità tettoniche: A-Oseacco; B-M. Amariana; C-M. S. Simeone; D-Venzone; E-Trasaghis; F-Gemona; G-M. Covria; H-Ledrania; I-M. Prat; L-M. Bernadia; M-M. Cladis; N-Cividale; O-Lusevera; P-Buia; Q-Cimano-Nimis; R-S. Tomaso; S-Arba-Ragogna; T-Sequals.

Faglie (f.), sovrascorrimenti (s.) e altre strutture tettoniche: 1-f. Resiutta-Ponte Avons; 2-f. Idrija-Ampezzo; 3-f. di Pioverno; 4-s. Musi-Verzegnis; 5-s. Gemona-Kobarid; 6-s. della Bernadia; 7-s. di Buia; 8-s. Susans-Tricesimo; 9-s. di Palmanova; 10-s. di Somp Cornino; 11-s. di Pielungo; 12-s. di Avasinis; 13-f. di S. Pietro; 14-s. di Resia; 15-f. di S. Floriano; 16-f. del M. Posselie; 17-Klippe del M. Festa; 18-Klippe del M. S. Simeone; 19-s. del Rio dai Fraris; 20-Klippe del M. Plauris; 21-Klippe di Forca Campidello; 22-zona di rampa del s. Musi-Verzegnis; 23-anticlinale della V. Venzonassa; 24-sinforme della V. Lavaruzza; 25-sinforme di Cima d'Agar; 26-struttura a fiore M. Plauris-nord; 27-Klippe del Cuel dal Melòc; 28-anticlinale del M. Vals; 29-s. del Rio Corgnul; 30-s. del M. Cuarnan; 31-scaglia di Stavoli Battistella; 32-f. di Pra da Steppa; 33-anticlinale del M. Covria; 34-s. di Stavoli Val di Sotto; 35-finestra tettonica di S. Rocco; 36-sovrascorrimenti del Campo di Osoppo; 37-s. di Magnano in Riviera; 38-retroscorrimento di Tamar; 39-s. ponte delle Giavate-ponte del Briscicul; 40-f. M. Felettis-Cergneu superiore; 41-s. di M. di Buia; 42-s. di Lusevera; 43-s. di Coia; 44-f. Useunt; 45-f. Vallemontana; 46-f. Cergneu inferiore; 47 e 48-faglie trascorrenti nell'unità Lusevera; 49-s. Nimis; 50-s. di Pradandons; 51-s. Arba-Ragogna; 52-s. di Sequals; 53-scaglia trascorrente dell'alto Resartico; 54-f. del M. Cuzzer; 55-sinclinale del M. Lavara; 56-struttura a fiore de La Forchia.

I numeri "in corsivo" indicano strutture complesse a sviluppo areale; per i simboli: v. Foglio.

individuati da due oppure da tre eventi deformativi sovrapposti, che attualmente mostrano una sostanziale omogeneità cinematica.

Le unità tettoniche M. S. Simeone e Venzone sono più avanti descritte in dettaglio come esempi significativi, nell'intento di facilitare la comprensione delle caratteristiche generali delle strutture, delle unità tettoniche e dei loro rapporti (sezioni 2.3 e 2.4).

1.2. – LE STRUTTURE DINARICHE

1.2.1. – *Le unità tettoniche*

Sulla base del rilievo del Foglio, di osservazioni nella regione carnica centro-orientale e dell'interpretazione in profondità schematizzata nel profilo di Fig. 1 f.t., sono state finora individuate 9 originarie unità tettoniche dinariche, ora variamente suddivise dalla tettonica neoalpina. Il profilo, che contiene quello A-A' del Foglio, ne intercetta 5. Le 4 inferiori sono indicate informalmente con i nomi delle rispettive faglie basali: "Palmanova", "Susans-Tricesimo", "Gemona-Kobarid", "Musi-Verzegnis". La quinta e più superficiale – "M. S. Simeone" (C in Fig. 80) – è suddivisa in 4 lembi di ricoprimento (o *Klippe*): 17, 18, 20 e 21 in Fig. 80. Nel settore meridionale del Foglio affiorano altre 4 unità tettoniche dinariche, meno estese, che invece conservano sostanzialmente la loro identità: Ledrania (H), M. Bernadia (L), M. Cladis (M), Cividale (N).

Si considerano unità tettoniche neoalpine, secondo la definizione data nella sezione 1.1, le unità: M. Amariana (B), Venzone (D), Trasaghis (E), Gemona (F), M. Covria (G), Lusevera (O), Buia (P), Cimano-Nimis (Q): esse derivano da riorganizzazione e da suddivisione di unità dinariche durante l'evento neoalpino. In particolare, l'unità M. Prat (I), che affiora per un piccolo tratto al limite SW del Foglio, corrisponde a una parte della "Palmanova". L'unità Oseacco (A) è interpretata come la parte superiore della "Susans-Tricesimo".

Sono neoalpine s.s. le unità S. Tomaso (R), Arba-Ragogna (S), Sequals (T), unità minori e pellicolari del fronte attuale della catena sudalpina orientale.

In generale, i sovrascorrimenti dinarici basali hanno andamento a gradinata (*ramp-flat*), andamento determinato dall'alternanza di potenti litosomi carbonatici a comportamento rigido e di orizzonti reologicamente più deboli. La copertura alpina possiede due orizzonti principali di scollamento: la *formazione a Bellerophon* (Permiano superiore) e la *formazione di Travenanzes* ("fm. di Raibl" *Auct.*) del Carnico, caratterizzate da importanti livelli evaporitici. Superiormente alla prima (assieme ad altre formazioni in genere reologicamente più deboli) si trovano i carbonati del Triassico medio-superiore (in particolare la *formazione dello Sciliar* e la Dolomia Cassiana). Sopra alla *formazione di Travenanzes* si sviluppa la potente piattaforma carbonatica del Triassico superiore (Dolomia Principale e *calcare*

del Dachstein), che può comprendere anche la piattaforma giurassica inferiore del Gruppo dei Calcarei Grigi o estendersi fino al Cretacico superiore con la successione carbonatica della Piattaforma friulano-dinarica (PCFD).

Orizzonti di scollamento “secondari”, in quanto interni alle unità di *thrust* dinariche e/o associati ad una minore quantità di deformazione, sono dati da altre formazioni reologicamente deboli: per il Foglio è il caso del *membro della dolomia del Resartico* (DPR_r), sempre coinvolto in *flat*, e che spesso appare anche deformato e ispessito da sistemi di *duplex*.

La direzione delle superfici di accavallamento e quella degli assi di piega, in particolare delle anticlinali e sinclinali del *footwall*, misurate nelle aree in cui la deformazione neoalpina è più debole, è circa N 150° con vergenza a WSW.

1.2.2. – *Le strutture tettoniche interne e il problema degli spessori delle unità stratigrafiche*

Le unità tettoniche dinariche sono sempre interessate da strutture di raccorciamento interne, che si concentrano soprattutto nella loro porzione inferiore e nelle litologie meccanicamente più deboli. Si tratta in particolare di sistemi di *duplex* a tutte le scale e di faglie contrazionali minori con andamento *ramp-flat*.

Oltre a tali strutture, di regola cartografabili alla scala 1:10.000, anche nel Foglio “Gemona” esistono sistemi minori di “deformazione diffusa”, come evidenziato da CAPUTO nel Foglio 029 “Cortina d’Ampezzo” (NERI *et alii*, 2007). In dettaglio:

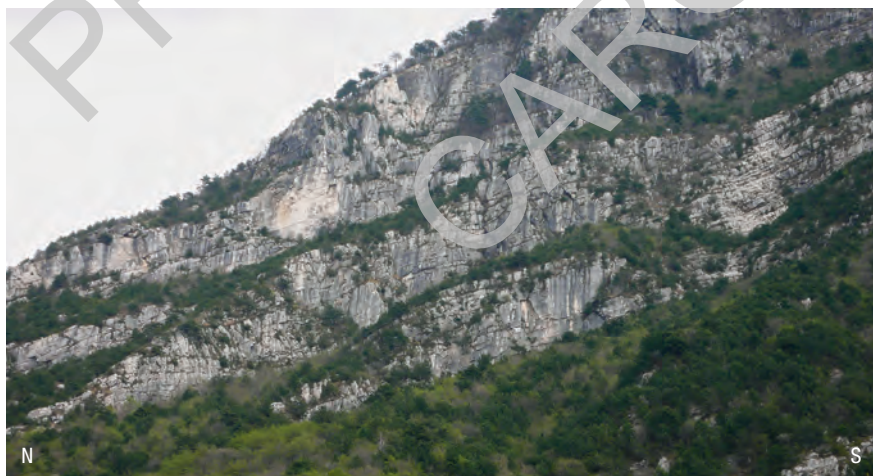


Fig. 81a - “Deformazione diffusa” contrazionale per scorrimenti *flat-ramp* (i maggiori evidenziati dalle cenge alberate) e sistemi di taglio a basso angolo anche retrovergenti, nella parte inferiore dell’unità tettonica Trasaghis (E in Fig. 80), trasportata dal sovrascorrimento Gemona-Kobarid (5); versante occidentale del M. Brancot, in Dolomia Principale.

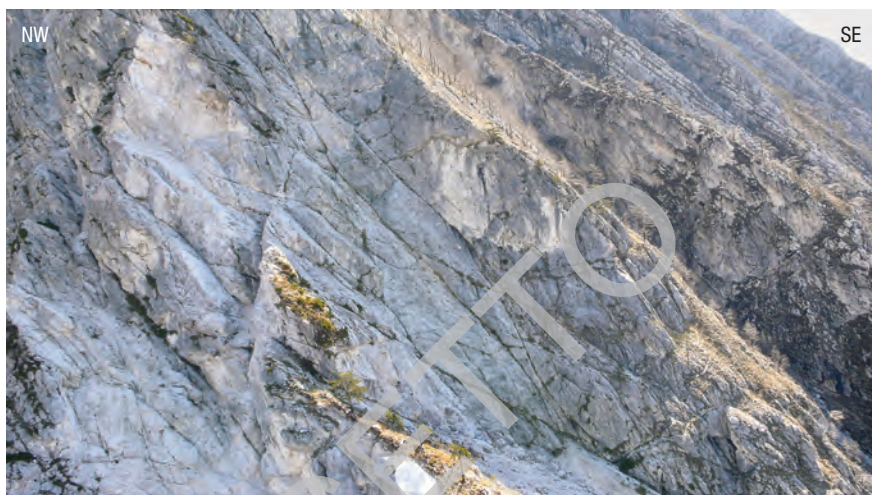


Fig. 81b - “Deformazione diffusa” contrazionale sul versante meridionale del M. Amariana; top Dolomia Principale - base calcare del Dachstein.

a) nelle formazioni più deformabili (ad es.: *fm. di Travenanzes, scaglia rossa friulana, flysch del Grivò p.p., marne e arenarie di Savorgnano, flysch di Clauzetto*) si sviluppano facilmente sistemi di mesopieghie e di *duplex*, oltre a sistemi di taglio a basso angolo;

b) nei carbonati della piattaforma del Triassico superiore - Giurassico Inferiore (Dolomia Principale in particolare) e della Piattaforma carbonatica friulano-dinamica la deformazione interna “diffusa” si manifesta con frequenti scorrimenti in *flat* lungo superfici di strato e con sistemi di taglio a basso-medio angolo, che possono evolvere in *duplex* (Figg. 81a e 81b, 88 e 89, 92, 97 e 97a, 103).

Una prima conseguenza della deformazione pervasiva con tali tipologie è l’aumento di spessore delle formazioni interessate. Il caso più significativo è quello della Dolomia Principale, che nell’area del Foglio raggiunge spessori dell’ordine dei 1.800 m. Nell’avampese friulano i pozzi esplorativi dell’AGIP mostrano, invece, uno spessore attorno a 800 m (p. es.: 798 m nel pozzo Cargnacco 1, presso Udine). Pur non potendo escludere che in catena l’aumento di spessore sia determinato anche da fattori primari, una parte rilevante – se non prevalente – è dovuta alle deformazioni tettoniche sopra citate.

Un altro tipo di deformazione interna, evidente soprattutto nei carbonati e nella parte inferiore delle unità tettoniche dinamiche, è rappresentato dal clivaggio di soluzione per pressione, molto sviluppato nelle zone di rampa. La successiva compressione nealpina con σ_1 quasi ortogonale alla prima, ha riaperto e riutilizzato tali superfici come superfici di taglio o di tensione. Anche nel caso che la seconda deformazione sia modesta, le conseguenze della riutilizzazione sono notevoli per gli effetti sulla morfologia e l’evoluzione dei versanti e per la produzione di detrito.

1.2.3. – *Le strutture plicative*

Nel Foglio sono ubiquitarie le pieghe dinariche, con asse originariamente NNW-SSE, osservate fino alla scala delle centinaia di m e, in alcuni casi, dei chilometri. Si tratta di sistemi di pieghe asimmetriche WSW-vergenti, da aperte a serrate, particolarmente sviluppate nelle litologie sia carbonatiche che terrigene a stratificazione netta e medio-sottile. Nella maggior parte dei casi le pieghe dinariche sono state variamente deformate nell'evento nealpino, come descritto nella sezione 1.3.2.



Fig. 82a – *Cataclasiti coesive in DPR₀; orizzonte di movimento secondario nel sistema del thrust di Resia.*



Fig. 82b – *Caratteristico aspetto superficiale delle cataclasiti coesive di dolomia (qui DPR).*



Fig. 82c - *Cataclasiti foliate nelle peliti e nelle dolomicriti, comprese fra dolomie vacuolari, della fm. di Travenanzes al letto del sovrascorrimento di Resia.*

1.2.4. – *Le rocce di faglia*

Le unità tettoniche dinariche sono state in parte esumate ed erose già durante la crescita dei *thrust*, come evidenziato dai rapporti sedimentazione-tettonica nel Cretacico superiore - Eocene. I processi di esumazione sono proseguiti durante l'Oligocene e sono diventati più intensi durante le varie fasi dell'evento nealpino. Di conseguenza le rocce di faglia dinariche ora esumate si sono formate a profondità sufficienti per dare origine a cataclasiti coesive (Figg. 82a, 82b), a cataclasiti foliate (Fig. 82c, 82d) ed a bande a *s-c* nelle adatte litologie.

Nelle successioni carbonatiche, le zone di rampa dei sovrascorrimenti maggiori hanno spessore di 100-200 m e sono formate da scaglie e *duplex* (Fig. 96) di spessore decametrico di cataclasiti coesive (o cataclasiti foliate nelle litologie adatte).



Fig. 82d - *Cataclasiti foliate con boudinage degli strati micritici nella scaglia rossa friulana (SRF) al letto del sovrascorrimento del Rio dai Fraris.*

Le zone di rampa possono essere talora interessate da dolomitizzazione delle rocce di faglia stesse. Gli esempi più evidenti nell'area del Foglio sono dati dalla rampa del sovrascorrimento Musi-Verzegnis (4) in Val Venzonassa e da quello di Somp Cornino (10) lungo tutto il tratto affiorante. Si tratta di dolomitizzazione secondaria da medio-cristallina a saccaroide per spessori da molte decine a più di un centinaio di metri.

1.3. – LE STRUTTURE CONTRAZIONALI NEOALPINE

Nel corso dell'evento nealpino la direzione dello sforzo compressivo σ_1 è variata da NNW a NW (CASTELLARIN & CANTELLI, 2000), in realtà con ripetute oscillazioni fra NW e NNW come è stato documentato da CAPUTO *et alii* (2010) per l'intervallo Tortoniano *p.p.* - Calabriano (Fig. 83).

1.3.1. – Le unità tettoniche neopalpine

Nelle fasi contrazionali neopalpine le superfici di sovrascorrimento dinariche sia basali che interne alle unità sono state di regola sempre riutilizzate, ma con modalità e strutture di interferenza differenti a seconda dell'originaria inclinazione delle superfici stesse.

1 – Superfici di faglia originariamente a basso angolo: si è prodotta una traslazione dei volumi rocciosi verso SSE (N150°-170° per l'area del Foglio), di regola accompagnata da basculamento con immersione a NNW. Durante la traslazione sono spesso riutilizzate superfici di scorrimento interne o ne vengono formate di nuove. Di conseguenza le strutture contrazionali neopalpine formano nelle relative unità tettoniche una struttura embricata immergente verso NW-NNW, di solito con inclinazioni medie, talvolta anche fino a 70°-80°.

Una giacitura a debole inclinazione può anche favorire la formazione sia di pieghe antiformi e sinformi SE-vergenti che anticlinali di rampa frontale, aumentando così la quantità del raccorciamento nealpino (Fig. 95).

2 – Nel caso di una faglia in zona di rampa, originariamente a medio-alto angolo, nella compressione nealpina essa è stata:

– semplicemente ruotata nel suo piano a causa del basculamento dell'unità, cambiando di poco la direzione NNW-SSE originale;

– piegata a sinforme o ad antiforme secondo un asse a forte inclinazione. Il fianco settentrionale della piega può mantenere l'originaria direzione attorno a N150° oppure ruotare in senso orario fino a N0°-10° circa; di regola è il fianco meridionale a ruotare maggiormente, assumendo direzione compresa fra N110°-90° (es.: sovrascorrimento del Rio dai Fraris, descritto nella sez. 2.3.).

Sono neopalpine, secondo la definizione data nella sezione 1.1 e 1.2.1, le unità M. Amariana (B), Venzone (D), Trasaghis (E), Gemona (F), M. Covria (G), Lusevera (O), Buia (P), Cimano-Nimis (Q): esse derivano da rielaborazio-

prodotto innanzitutto sistemi di pieghe a duomo-bacino, che si sono sviluppati dalla scala della mesopiegia fino a quella dell'intera unità tettonica, come nel caso dell'unità M. Bernadia (L).

Un comune effetto della contrazione neoalpina sulle pieghe dinariche, anche fino alla scala chilometrica, è l'incurvamento dell'asse sul piano orizzontale fino a raggiungere una direzione congruente con il σ_1 neoalpino (cioè anche fino a $N80^\circ-70^\circ$). Le Figg. 93 e 95 esemplificano la complessa architettura plicativa risultante dal ripiegamento neoalpino delle pieghe dinariche.

1.3.3. – *Le rocce di faglia*

Le cataclasi neoalpine sono “non coesive” e, come regola, si sovrappongono a quelle dinariche generandovi una fratturazione diffusa e di aspetto meno – o affatto – organizzato rispetto alle precedenti (esempi nelle Figg. 85 e 86. È evidente l'importanza del riconoscimento della tipologia delle rocce di faglia e della loro sovrapposizione per l'attribuzione di una faglia a uno dei due eventi contrazionali oppure per evidenziarne la polifasicità.

1.4. – LE STRUTTURE TRASCORRENTI NEOALPINE

Il settore settentrionale del Foglio è attraversato da un pervasivo sistema trascorrente destro, che rappresenta la prosecuzione di quello di Idrija e che qui viene chiamato Idrija-Ampezzo. La direzione media predominante delle faglie passa da $N135^\circ$ in territorio sloveno a $N110^\circ$ nell'area carnica (e del Foglio). Secondo VRABEC & FODOR (2006) l'attività del sistema è iniziata verso il limite Miocene-Pliocene cioè in concomitanza con l'inizio della rotazione antioraria della microplacca Adria (MÁRTON *et alii*, 2003; MÁRTON, 2006).

L'evoluzione del sistema trascorrente ha prodotto una profonda deformazione della pila di unità tettoniche dinariche e anche di quelle neoalpine (v. sezione 2.17). In particolare, secondo l'interpretazione della struttura crostale presentata in Fig. 1 f.t., nell'area del Foglio si è formata una struttura a fiore regionale, in cui attualmente si radicano i sovrascorrimenti neoalpini.

Nel settore SE del Foglio sono state individuate varie faglie trascorrenti, soprattutto destre, distribuite alquanto irregolarmente e con varia persistenza in affioramento. A quest'ultimo fatto contribuisce anche il comportamento tendenzialmente duttile delle formazioni torbiditiche e la diffusa copertura eluviale e colluviale che si sviluppa sulle stesse. Alcune di tali faglie trascorrenti riutilizzano precedenti faglie normali o zone di rampa dinarica ad alto angolo. È probabile che esse rappresentino la propagazione dei sistemi di trascorrenza destra della regione goriziana e della zona confinaria slovena, propagazione non ancora completamente sviluppata come nel caso del sistema Idrija-Ampezzo.

2. – LE UNITÀ TETTONICHE E LE FAGLIE PRINCIPALI

La descrizione delle unità tettoniche e delle relative strutture interne e delle faglie principali è talvolta accompagnata da ritagli delle Sezioni originali alla scala 1:10.000, in cui sono rappresentati informazioni e dettagli significativi, che nel Foglio sono stati omessi o sintetizzati in quanto non rappresentabili alla scala 1:50.000. Le lettere che individuano le unità tettoniche e i numeri delle strutture disgiuntive o plicative descritte di seguito sono riportati nello Schema tettonico e carta-indice di Fig. 80.

2.1. – UNITÀ OSEACCO (A)

L'unità, che affiora nel settore settentrionale del Foglio, rappresenta il tetto dell'unità dinarica "Susans-Tricesimo", su cui è sovrascorsa in *flat* la "Gemona-Kobarid". Entrambe sono ora suddivise, deformate e dislocate da faglie del sistema Idrija-Ampezzo, in particolare dalla Resiutta-Ponte Avons (1 in Fig. 80) e dalla Idrija-Ampezzo (2).

L'unità comprende le formazioni SCI, HKS e TVZ, tutte fortemente tettonizzate, ma soprattutto quest'ultima, in cui si è concentrata la deformazione e si sono formate le dolomite vacuolari (Fig. 11) al tetto della *formazione di Travenanzes* e le cataclasi foliate nei livelli evaporitici (Fig. 82c e 84).



Fig. 84 - Deformazione delle alternanze dolomitiche-gessoso-pelitiche nella fm. di Travenanzes dell'unità Oseacco alla base del sovrascorrimento di Resia.

2.2. – UNITÀ M. AMARIANA (B); SOVRASCORRIMENTO DI RESIA (14)

Rappresenta sostanzialmente la parte dell'unità dinarica "Gemona-Kobarid" che affiora a nord della faglia trascorrente Idrija-Ampezzo (2 in Fig. 80). Essa è formata in massima parte da DPR, con locale presenza di DAH e DAH_a, SOV_a e SOV_b, TGZ. È interamente coinvolta nel sistema Idrija-Ampezzo, suddivisa in vari *duplex* trascorrenti e interessata da tutta l'associazione di strutture tipiche di una grande zona di trascorrenza.

Il segmento del sovrascorrimento basale, affiorante nella parte inferiore del versante sinistro della Val Resia, è qui denominato informalmente *sovrascorrimento di Resia* (14); non va confuso con il "retroscorrimento della Val Resia" della letteratura anche più recente (p. es.: CARULLI, 2006; PONTON, 2010), che è in realtà la faglia trascorrente Resiutta-Fonte Avons (1 in Fig. 80), la quale taglia in modo esemplare il sovrascorrimento di Resia (Fig. 85).

Il sovrascorrimento in *flat* sulla *fm. di Travenanzes* dell'unità tettonica Oseacco ha prodotto in questa un'imponente fascia cataclastica (Figg. 84, 86 e 86a) e di deformazione diffusa nell'unità sovrascorsa, in particolare per scorrimenti su superfici di strato e *flat-ramp* nel *membro del Monticello* situato nella sua parte inferiore. La deformazione diffusa è particolarmente evidente nel membro DPR₆ affiorante al limite nord del Foglio nella zona di Roveredo (valle del F. Fella).



Fig. 85 - Parte inferiore dell'unità M. Amariana (a sinistra), situata una centinaia di m sopra la faglia basale (sovrascorrimento di Resia): dolomie DPR₆, immergenti a SSW, interessate da zone di scorrimento in *flat* con cataclasiti coesive (dettaglio in Fig. 82a); a destra, parte dell'imponente zona di movimento trascorrente destro della faglia Resiutta-Ponte Avons.



Fig. 86 - Sovrascorrimento di Resia (freccie): dolomie DPR₆ dell'unità M. Amariana su dolomie vacuolari della fm. di Travenzenes dell'unità tettonica Oseacco. Notare la diffusa brecciatura grossolana prodotta dai movimenti neoalpini.

Fig. 86a - La porzione di TVZ sottostante, con dolomie vacuolari e, ancora più in basso (a destra), un orizzonte finemente cataclastico di dolomicriti, gessi e peliti.



Come detto in precedenza, il sovrascorrimento di Resia è tagliato lungo tutta la valle omonima, e da qui fino alle località di Carnia e poi di Cavazzo, dalla faglia trascorrente Resiutta-Ponte Avons (1), che determina anche il basculamento del blocco posto a sud. Questo registra immersioni a SW-SSW con inclinazioni inizialmente medio-basse, che diventano rapidamente sempre più elevate fino a raggiungere la verticalità lungo la faglia trascorrente: qui le cataclasi foliate sono rideformate dando indicatori cinematici destri (Fig. 87).

Sempre in Val Resia, sul blocco a nord sono state individuate tre piccole finestre tettoniche con all'interno la fm. di Travenzenes dell'unità Oseacco.

Il M. Amariana, a est della faglia trascorrente destra di S. Floriano(15), è interessato da una serie di faglie inverse NNW-vergenti (tre nel Foglio) che si radicano nella faglia Resiutta-Ponte Avons e formano una macrostruttura a fiore positivo asimmetrica. La faglia più evidente – faglia del M. Posselie (16) – è nota in letteratura come “linea del M. Posselie” (CARULLI *et alii*, 1982) ed è stata tradizionalmente considerata un “retroscorrimento” NW-vergente in rapporto al sistema di sovrascorrimenti neoalpini SE-SSE-vergenti.



Fig. 87 - Cataclasiti di peliti e gessi e dolomicrociti vacuolari della fm. di Travenanzes, prodotte dal sovrascorrimento di Resia, ora inserite nella zona di movimento della faglia Resiutta-Ponte Avons, verticalizzate e deformate con indicatori cinematici destri.

2.3. – UNITÀ M. S. SIMEONE (C); SOVRASCORRIMENTO DEL RIO DAI FRARIS (19)

Nell'unità sono particolarmente evidenti e significative le strutture dinariche e gli effetti della sovrapposizione delle deformazioni neoalpine, comprese quelle del sistema Idrija-Ampezzo, che deforma e ritaglia i primi due sistemi strutturali. In questo senso l'assetto strutturale dell'unità è paradigmatico per tutta l'area del Foglio.

Ad essa sono riferiti quattro lembi di ricoprimento (o *Klippe*) che, per le formazioni che li costituiscono e per i rapporti con l'unità Venzone, sono interpretati come parti di un'unica unità tettonica dinarica – “M. S. Simeone”, la più alta nell'area del Foglio. Il lembo M. Festa e quello M. S. Simeone sono deformati e separati dalle faglie trascorrenti di Idrija-Ampezzo (2 in Fig. 80) e di Pioverno (3).

1 – La *Klippe* M. Festa (17) è formata in affioramento da DAH, SOV_a e SOV_b ed è caratterizzata da un assetto plicativo a duomo-bacino, con pieghe dinariche in SOV_b particolarmente strizzate e fitte, nonché da variazioni continue di giacitura della superficie di accavallamento basale, di regola con immersioni verso N340°. Nella semifinestra tettonica a SE della cima del M. Festa affiora al letto del *thrust* anche la *scaglia rossa friulana*, con cataclasiti foliate che indicano una traslazione del *top* verso WSW.

2 – La *Klippe* M. S. Simeone s.s. (18) è formata in affioramento da DPR, DAH, FMZ, SOV_a e SOV_b, SRX, FAS, OOV, FOZ, ARV₃, MAI, VAA, SRF e UCC. In particolare, nella *Klippe* M. S. Simeone si registra la transizione verso nord tra la piattaforma carbonatica del Giurassico Inferiore e la sua rampa, con eteropia rispettivamente fra la Fm. del M. Zugna e le due unità della Fm. di Soverzene.

La faglia basale è il sovrascorrimento del Rio dai Fraris (19): si tratta di un *thrust* dinarico che conserva nel versante occidentale del massiccio del M. S. Simeone l'originaria direzione NW-SE e poi si piega passando sul versante orientale per effetto della compressione nealpina: qui il *thrust* ha direzione attorno a N70°, è basculato con inclinazioni fino a 70-80° e immersione a N340° (Fig. 89; v anche Fig. 42).

La faglia basale è accompagnata da una fascia di "deformazione diffusa" di oltre un centinaio di m di spessore, con numerosi *duplex* W-vergenti (Fig. 88). Il piegamento nealpino della faglia basale fa sì che nel segmento orientale il sistema di *duplex* si veda in sezione, con gli assi delle antiformi frontali sub-perpendicolari all'attuale direzione della faglia stessa (Fig. 89). Analogamente, nella *scaglia rossa* e nel *flysch della Valle Ucceca* al letto, i numerosi indicatori cinematici e le bande di taglio con *s-c* mostrano ancora un senso di trasporto verso ovest, ma ora subparallelo alla direzione della superficie del sovrascorrimento del Rio dai Fraris. Gli indicatori nealpini sono invece rappresentati da sottili, discontinue e sparse strie parallele all'immersione delle superfici di movimento dinariche basculate, a significare anche una modesta traslazione nealpina.

La *Klippe* M. S. Simeone presenta una complessa strutturazione interna, con alcune faglie inverse (anche retrovergenti) e trascorrenti, e numerose pieghe dinariche fino a ettometrico-chilometriche, di regola molto strette e asimmetriche, in parte ancora W-vergenti. Le pieghe hanno ora gli assi andamento sinuoso e su di esse sono sovrainposte pieghe aperte nealpine con assi a direzione attorno a NE-SW, dando origine a una strutturazione a duomo-bacino. Nel Foglio, per ragioni di scala, sono indicati solo gli assi delle pieghe maggiori, fornendo quindi una rappresentazione schematica dell'assetto plicativo.

Il sovrascorrimento del Rio dai Fraris, che rappresenta una struttura-chiave per la geologia regionale, è stato variamente interpretato nell'ultimo mezzo secolo, ma soltanto in 2D, cioè come si può osservare da Venzone sul versante orientale. Anche per questo esso è paradigmatico non solo in rapporto all'evoluzione delle interpretazioni sull'assetto tettonico dell'area carnico-giulia, ma anche delle conseguenze della mancanza di un'adeguata cartografia geologica di dettaglio e, soprattutto, della mancanza di un'adeguata analisi mesostrutturale che supporti e vincoli le interpretazioni e i modelli.

Da SELLI (1963) e nella successiva letteratura degli anni '70-'80 lo si è ritenuto parte della "linea M. S. Simeone - Val Ucceca", che da VENTURINI (1991) venne estesa ad occidente nelle Prealpi Carniche occidentali ("Linea M. Dof - Val Ucceca") e considerata esclusivamente nealpina. Tale estensione è stata mantenuta in lavori successivi (sempre a carattere di sintesi generale ed interpretativi), sia pure con differenze di vario peso e significato. In particolare, da VENTURINI C. & CARULLI (2002) sono state escluse evidenze di tettonica dinarica (o "mesoalpina") non solo nel massiccio del M. S. Simeone, ma anche nel M. Amariana e in tutta l'area centro-settentrionale del Foglio.

Viceversa, in MERLINI *et alii* (2002) e in PONTON (2002) alla "linea M. S. Simeone - Val Ucceca", estesa ancora più ad est fino alla Valle del Fiume Isonzo

(“Linea M. S. Simeone - Val Uccia - Saga”), è stata attribuita un’origine mista: si tratterebbe di alcuni *thrust* dinarici distinti, che nella tetto-genesi nealpina sono stati ripresi molto più intensamente e collegati fra loro in un unico sovrascorrimento. Infine, PONTON (2010) ha unito la “Linea M. Dof - M. Auda” alla precedente, a formare un *thrust* esteso dalla Valle del Piave a quella dell’Isonzo, cui attribuisce un’impostazione “... almeno nelle sue fasi embrionali ... ai primi stadi deformativi alpino-dinarici, mentre le deformazioni più intense sarebbero nealpine...”.

Almeno per l’area del Foglio “Gemona” e immediatamente circostante tali ipotizzati collegamenti fra segmenti di *thrust* dinarici non risultano dal rilievo geolo-

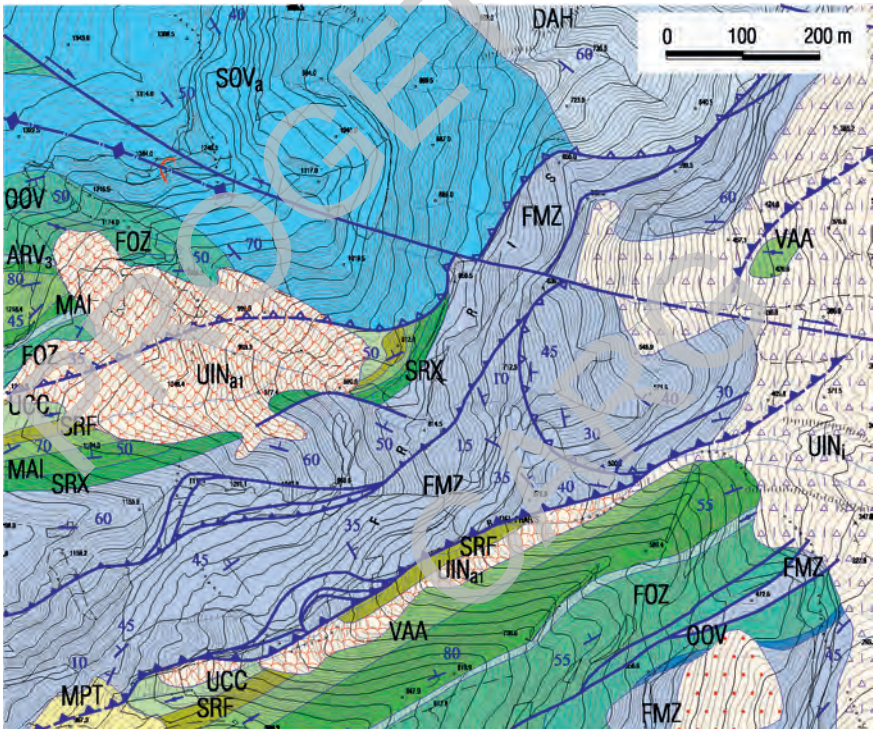


Fig. 88 - Il segmento orientale del sovrascorrimento del Rio dai Fraris: notare i duplex e gli scorrimenti minori WSW-vergenti e la “deformazione diffusa” che ne risulta nella FMZ alla base dell’unità M. S. Simeone (ritaglio dalla sezione originale alla scala 1:10.000). Nell’angolo in basso a sinistra: la testata della Valle del Rio dai Fraris, rappresentata in Fig. 42.

Fig. 89 (pagina a destra) - Particolare del sistema di duplex di Fig. 88 alla base dell’unità M. S. Simeone lungo il sovrascorrimento del Rio dai Fraris. Si noti che le pieghe frontali dei duplex sono W-vergenti, ma ora con gli assi inclinati di 50°-70°.

WSW

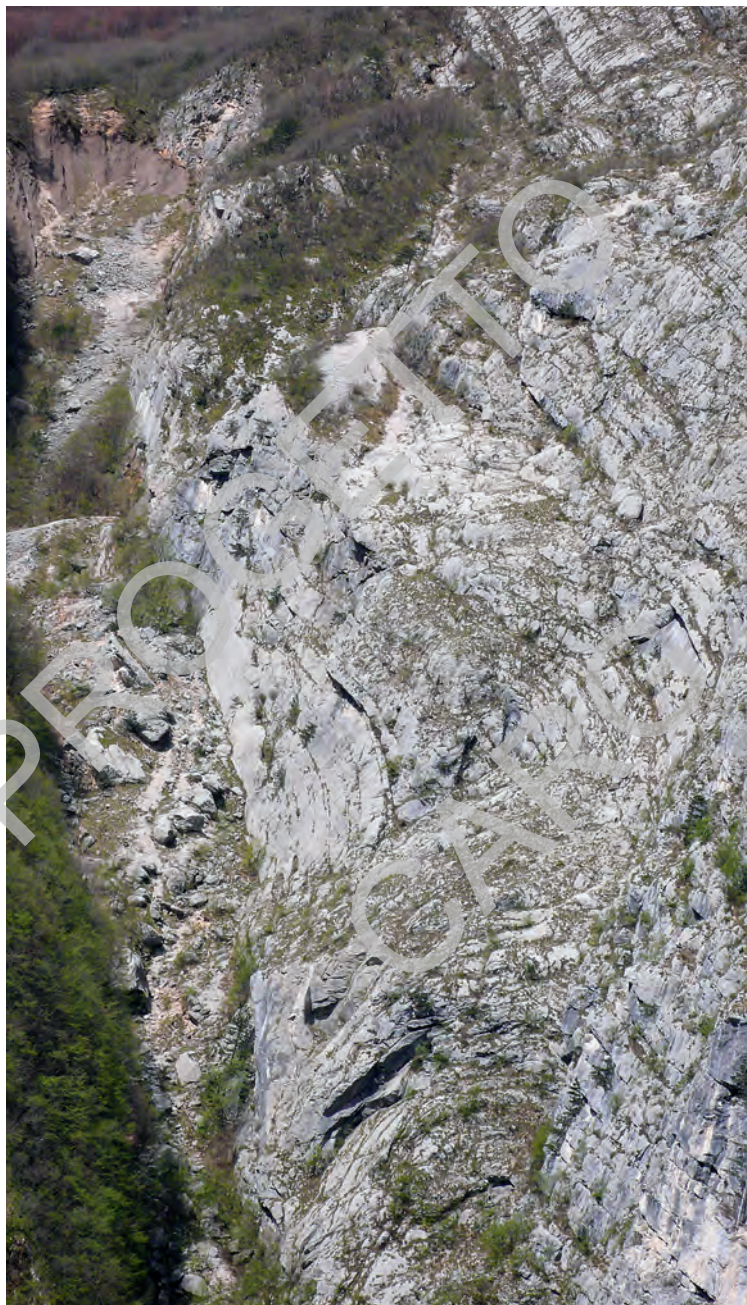




Fig. 90 - Il piccolo lembo di ricoprimento del M. Plauris e la faglia Idrija-Ampezzo (I-A) che dalla sella, dove forma la struttura a fiore positiva "M. Plauris-N" (26), scende lungo il fondo della Val Lavaruzza (in centro nella figura) lungo l'asse dell'omonima sinforme (24).



Fig. 91 - Lembo di ricoprimento del M. Plauris: dettaglio della parte inferiore, suddivisa in scaglie metrico-decametriche di cataclasi coesive di calcare del Dachstein.



Fig. 92 - Struttura di duplicazione WSW-vergente con asse $150^{\circ}/45^{\circ}$ in calcare del Dachstein, appartenente al sistema di scaglie e duplex che forma il lembo di ricoprimento di Forca Campidello.

gico di dettaglio e dall'analisi strutturale. Inoltre, anche da quest'ultima e dalle differenti tipologie delle rocce di faglia è evidente che la quantità di deformazione e il peso e il significato delle strutture neoalpine sono del tutto subordinati rispetto a quelli dinarici.

In ogni caso, nelle interpretazioni e nei modelli citati non figura il sistema trascorrente Idrija-Ampezzo e la conseguente drastica rielaborazione delle geometrie crostali della regione, fatto che rende insostenibile il rilevante cilindrisimo dei modelli stessi.

3 – La piccola *Klippe* M. Plauris (20; Fig. 90) è formata alla base da scaglie metrico-decamicriche in DAH (Fig. 91), che risultano ruotate e basculate, in quanto essa è in parte coinvolta nella grande struttura a fiore positivo “M. Plauris-nord” (Figg. 104 e 105), formatasi in un *bend* contrazionale della faglia Idrija-Ampezzo.

4 – La *Klippe* di Forca Campidello (21) è formata da DAH e FMZ, che si accavallavano con un fitto sistema di duplicazione W-vergente (Fig. 92) da metrico ad ettometrico sul *flysch della Valle Ucceca*. Questo ultimo è stato ripiegato assieme al suo substrato a formare il nucleo di una sinclinale molto stretta (immersione della superficie assiale: $350^{\circ}/70^{\circ}$) dalla compressione neoalpina. Anche questo lembo di ricoprimento risulta ritagliato a nord da una faglia trascorrente regionale, quella di Pioverno (3).

2.4. – UNITÀ VENZONE (D); SOVRASCORRIMENTO MUSI-VERZEGNIS (4)

Come la precedente, anche questa unità viene descritta in dettaglio quale esempio per tutto il Foglio degli effetti delle deformazioni neoalpine sull'edificio tettonico dinarico.

L'unità Venzone è formata da DPR, DAH e DAH_a, FMZ, SOV_a e SOV_b, FAS, OOV, FOZ, ARV₃, MAI, VAA, SRF, UCC; è delimitata a nord dalle trascorrenti Idrija-Ampezzo (2) e Resiutta-Ponte Avons (1), a sud dal suo scorrimento basale, chiamato qui informalmente Musi-Verzegnis (4). L'unità ha geometrie complesse e differenziate al suo interno, in rapporto all'intensità della contrazione neoalpina e/o degli effetti delle faglie trascorrenti che ne interessano la metà settentrionale. Per quanto riguarda il settore a sud delle faglie Idrija-Ampezzo (2) e di Pioverno (3), l'unità Venzone si può dividere in due parti, di cui quella occidentale, in corrispondenza della valle del Tagliamento, si accavalla su quella orientale lungo la faglia basale dinarica, che è stata riattivata con una rampa a direzione circa N35°, che taglia l'unità stessa.

Il settore orientale, a parte un generale basculamento neoalpino in media sui 50° con immersione verso NW-NW accompagnato da diffuse traslazioni verso SE-SSE, conserva molto bene sia l'andamento a gradini del *thrust* dinarico Musi-Verzegnis sia le rocce di faglia nella zona di rampa, corrispondente alla *zona a scaglie tettoniche* ZST_g. Procedendo da est a ovest il sovrascorrimento Musi-Venzone trasporta alla base la Dolomia Principale, tettonicamente priva del membro DPR₆, con una importante rampa presso la località Musi (o Tanata viale), che all'interfaccia con il membro DPR₇ si suddivide in *flat* e in altre rampe entro questo membro della Dolomia Principale. Le rampe passano poi in *flat* al tetto di DPR₇ e formano quindi delle strutture di duplicazione che localmente raddoppiano lo spessore del membro DPR₇. Le cataclasi lungo le faglie sono coesive, con sovrapposizione di una clastesi grossolana (centimetrica) e indicatori cinematici *top-to-SSE*.

Più a ovest, sul versante nord dalla Val Venzonassa, è conservata un'ampia porzione della zona di rampa frontale (22) del sovrascorrimento Musi-Verzegnis (ZST_g): al letto corrisponde ad una fascia di circa 200 m formata da scaglie metrico-decametriche di DAH, FMZ e OOV, in buona parte ristrutturata in cataclasi fini coesive e con una dolomitizzazione secondaria fino a microsaccaroide. La DPR al tetto è analogamente costituita da cataclasi coesive minute. La rampa porta la DPR a risalire tutta la successione giurassico-cretacica dell'unità tettonica Trasaghis (v. sez. 2.5.) e a scorrere poi verso ovest su una serie di pieghe strette e asimmetriche con nucleo in *scaglia rossa* nella facies bacinale SRF oppure in *flysch della Valle Ucceca*.

L'intensità della contrazione neoalpina aumenta verso ovest, determinando in particolare il ripiegamento antiorario di circa 70° dell'asse di una macropiega anticlinale in Dolomia Principale e DPR₇ (23), e un aumento della traslazione verso SSE lungo faglie sia dinariche riattivate che nuove (in particolare con scorrimento in *flat*). Ne risulta una progressiva rotazione da N100° (a est) a N60°

della direzione sia delle strutture dell'unità Venzone sia di quelle dell'unità Trasaghis a letto.

Oltre il Tagliamento, nel settore occidentale, la faglia basale Musi-Verzegnis, compressa secondo la sua direzione, assume un andamento tortuoso e con cambi d'inclinazione fino alla verticalità. Ciò è particolarmente evidente nel tratto fra Alesso e l'estremità occidentale del Foglio, a cavallo della valle del Lago di Cavazzo. L'unità, nel versante SW del M. S. Simeone, è interessata da intenso

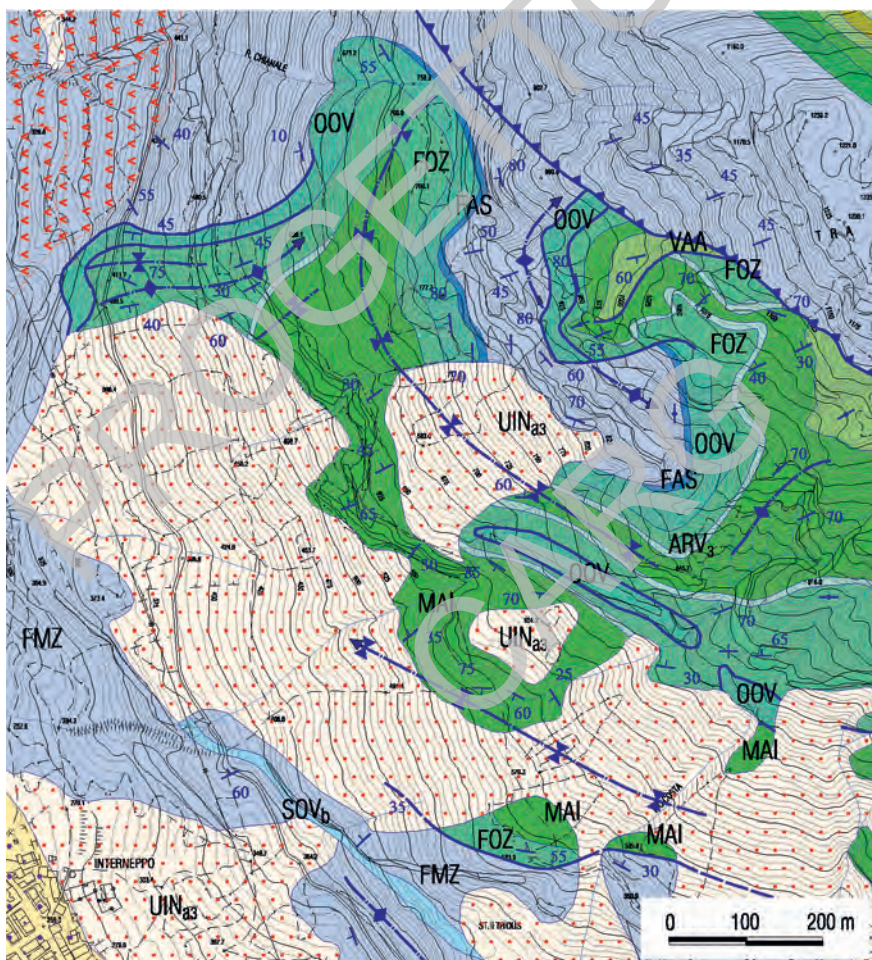


Fig. 93 - Sistema d'interferenza fra pieghe dinariche ad assi NW-SE e pieghe nealpine ad assi NE-SW in una porzione dell'unità tettonica Venzone alla base del sovraccorrimiento del Rio dai Fraris, affiorante in alto a destra (ritaglio dalla sezione originale alla scala 1:10.000).



Fig. 94 - *Macropiegia N-vergente sul fianco settentrionale della sinforme della Val Lavaruzza. Lungo l'asse, sul fondovalle, passa la faglia trascorrente Idrija-Ampezzo (I-A).*

ripiegamento delle pieghe dinamiche ad asse NNW-SSE e una complessa architettura d'interferenza, principalmente a duomo-bacino (Fig. 93).

Nel settore settentrionale, interessato dal sistema di trascorrenza destra, la zona compresa fra segmenti della faglia di Pioverno (3) e di Idrija-Ampezzo (2) ha subito un fortissimo strizzamento, con formazione della sinforme della Val Lavaruzza (24) e di quella di Cima d'Agar (25): v. profili F-F', C-C' e A-A' nel Foglio. La prima sinforme è interessata anche da pieghe N-vergenti fino

alla scala ettometrica (Fig. 94) e, alla testata della valle, dove la faglia Idrija-Ampezzo forma un *bend* contrazionale, da una complessa struttura a fiore positivo ("M. Plauris-nord" (26): Figg. 104 e 105). La seconda sinforme (25), anch'essa attraversata in cerniera dalla faglia Idrija-Ampezzo, presenta i fianchi verticali e subparalleli, con zone di fortissima laminazione nelle unità bacinali giurassico-cretaciche.

2.5. – UNITÀ TRASAGHIS (E); SOVRASCORRIMENTI GEMONA-KOBARID (5) E DI AVASINIS (12)

L'unità Trasaghis è formata da DPR, DAH e DAH_a, FMZ, SOV_b, FAS, OOV, FOZ, ARV₃, MAI, VAA, SRF, UCC; è delimitata a nord dal sovrascorrimento Musi-Verzegnis (4 in Fig. 80), a sud dalle sue faglie basali, il sovrascorrimento Gemona-Kobarid (5) e, nel settore, più occidentale, da quello di Avasinis (12). Probabilmente essi sono due segmenti della stessa faglia, ma a causa dell'ampia zona di copertura fra loro e dell'intensità delle deformazioni nealpina intorno a tale zona, si preferisce cautelativamente tenerli distinti.

Dalla superficie basale del sovrascorrimento Gemona-Kobarid si staccano varie rampe dinamiche W-vergenti. Nella media Valle del T. Torre (a nord di Lusevera) esso si accavalla su due lembi di arenaria di *Preplans* (Aquitaniense), in di-

sconformità sul *flysch del Grivò* (Paleocene sup. - Eocene inf.), a testimonianza della sua riattivazione nealpina.

Nel sottosuolo del Campo di Osoppo il suo andamento, sempre con la Dolomia Principale nella parte basale dell'unità, è vincolato da alcuni pozzi profondi per acqua e da indagini geofisiche (O.G.S., 1981) fin quasi all'altezza dei Colli di Osoppo. Da qui si ritiene possa collegarsi in destra Tagliamento con la faglia alla base del lembo di ricoprimento in Dolomia Principale del Cuel dal Melòc (27) (Fig. 95), la quale, per la tipologia delle rocce di faglia alla base, non può essere in successione stratigrafica sulla sottostante Fm. del M. Zugna, come ipotizzato da PONTON (2007).

L'unità è caratterizzata da una notevole estensione in affioramento delle formazioni del Giurassico sup. - Cretacico sup., che di regola appaiono deformate a duomo-bacino.

Nel settore più occidentale, a est della valle del Lago di Cavazzo, gli effetti della contrazione nealpina diventano prevalenti, con una piega plurichilometrica, asimmetrica e S-vergente (anticlinale del M. Vals: 28) e varie faglie inverse e scorrimenti minori in *flat*. Inoltre, i sovrascorrimenti dinarici del Rio Corgnul (29) e di Avasinis (12), entrambi con anticlinale di rampa frontale, sono distorti e segmentati secondo lo stile descritto in dettaglio in precedenti sezioni.

2.6. – UNITÀ GEMONA (F); SOVRASCORRIMENTO DEL M. CUARNAN (30); LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL CUEL DAL MELÒC (27)

Nel M. Cuarnan e nel Cuel dal Melòc l'unità è formata in affioramento da DPR, FMZ, OOV, FOZ, ARV3, MAI, GRI.

1 – Al M. Cuarnan l'unità corrisponde a una parte di un'unità dinarica (unità Lusevera?) che è stata ritagliata e successivamente traslata verso SE lungo il sovrascorrimiento omonimo (30 in Fig. 80) e basculata, con formazione di una stretta anticlinale di rampa frontale SE-vergente in Dolomia Principale, fagliata in cerniera.

Il sisma del 6.5.1976 ha aperto sul versante meridionale del M. Cuarnan alcune fessure con il labbro a monte rialzato, che BOSI *et alii* (1976) hanno ipotizzato potessero essere dovute a fagliazione superficiale di tipo inverso. Dai rilievi per la realizzazione del Foglio, queste e altre fessurazioni e trincee, osservate nella Dolomia Principale e nella Fm. del M. Zugna del versante sud del M. Cuarnan, risultano essere legate a piccoli DGPV e a frane per scorrimento planare, che si muovono lungo fitti sistemi di fratture immergenti a SE con forte inclinazione.

2 – Nel Cuel dal Melòc, al di sotto della *Klippe* omonima (27) affiora il fianco rovescio di una macropiega sinclinale SW-vergente, interessata internamente da varie pieghe parassite fino ad ettometriche. Su di essa, che si ipotizza appartenere all'unità Gemona, è appilata la *Klippe* di Dolomia Principale, che è correlata all'unità Trasaghis (v. sez. 2.5.), di cui sarebbe appunto un relitto. Tale lembo di ricoprimento dinarico è ripiegato a formare una sinforme e una antiforme SE-vergenti, asimmetriche (Fig. 95 e profilo D-D' nel Foglio).

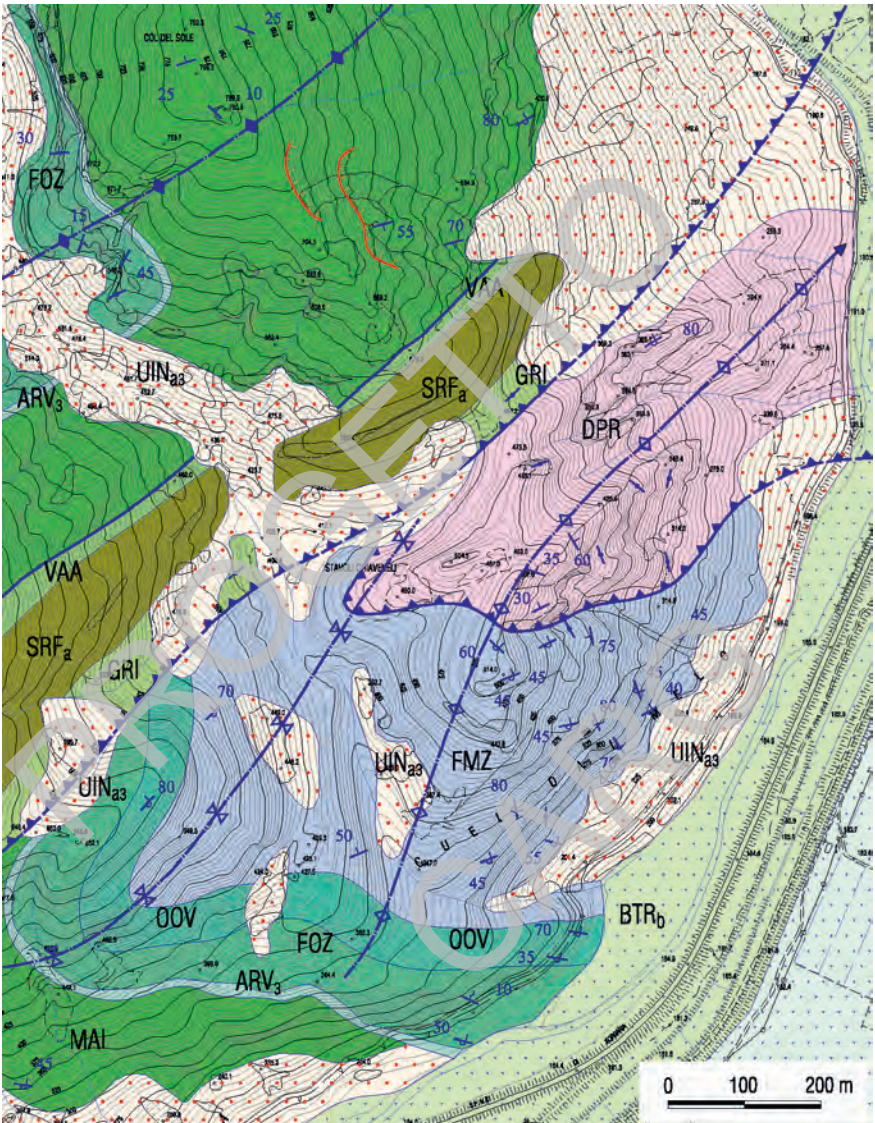


Fig. 95 - Deformazioni plicative ad antiformali e sinformali del settore occidentale dell'unità tettonica Trisaghis (Klippe del Cuel dal Meloc, in DPR), del relativo sovrascorrimento basale dinarico Gemona-Kobarid e del suo substrato (unità Gemona); di quest'ultimo affiora il fianco rovescio di una macrosinclinale SW-vergente, formata in affioramento da unità che vanno dalla Fm. del M. Zugna alla Maiolica. In alto a sinistra si osserva una parte del fianco SW-vergente della macroanticlinale di rampa frontale (33) del sovrascorrimento nealpino di Pielungo (11) (ritaglio dall'originale alla scala 1:10.000).

2.7. – UNITÀ M. COVRIA (G); SOVRASCORRIMENTO DI PIELUNGO (11); SCAGLIA TETTONICA DI STAVOLI BATTISTELLA (31)

L'unità è formata in affioramento da DPR, FMZ, OOV, FOZ, ARV3, MAI, VAA, SRF e SRF_a, GRI. In essa l'architettura è in gran parte neoalpina, con il sovrascorrimento di Pielungo (11 in Fig. 80) come faglia basale.

La scaglia tettonica di Stavoli Battistella (31), posta al piede del M. Covria, è costituita da FOZ, MAI, VAA, SRF_a, GRI_a. Essa corrisponde a una serie di pieghe ettometriche con assi ad andamento un po' sinuoso (da N80° a N45°), da strette a molto strette e SE-vergenti, che si accavallano sull'*arenaria di Preplans* (Aquitano). La scaglia corre al letto dell'unità M. Covria e rappresenta una porzione del suo substrato, dislocata, deformata e accavallata sull'*arenaria di Preplans* durante la strutturazione neoalpina della soprastante unità M. Covria.

In quest'ultima affiorano anche due faglie normali tardo-cretaciche (?Campiano-Maastrichtiano) a direzione NW-SE e immergenti a NE. La maggiore (faglia di Pra di Steppa: 32), già segnalata da COUSIN (1963a), mette a contatto la Dolomia Principale, al letto, con la successione cretacea, nella quale la *scaglia rossa friulana* (litofacies SRF_a) è particolarmente grossolana (Fig. 40), con blocchi di frana con il lato maggiore fino a decametrico. Le faglie sono accompagnate da una fascia pluviometrica di dolomitizzazione secondaria a grana saccaroide. La contrazione neoalpina ha utilizzato in trascorrenza destra la faglia di Pra di Steppa, producendo una deformazione differente tra i due blocchi. Mentre quello occidentale ha conservato un andamento sostanzialmente monoclinale, quello orientale ha subito una deformazione più rilevante, con formazione di una macroanticlinale frontale SE-vergente (33) (profilo D-D'; Fig. 95).

Nella traslazione verso SE del blocco orientale lungo la sua faglia basale, quest'ultima si è propagata nell'unità di tetto, tagliandola, in modo che ora questa parte dell'unità M. Covria risulta appilata sulla *Klippe* del Cuel dal Melòc (27) dell'unità tettonica Trasaghis. Questo effetto della contrazione neoalpina è simile a quello descritto per l'unità Venzone (v. sez. 2.4) ed è identico, a scala minore, a quello che ha interessato le unità tettoniche Ledrania e M. Prat (v. sez. 2.9) rispetto a quella Cimano-Nimis (v. sez. 2.15).

2.8. – UNITÀ LEDRANIA (H); SOVRASCORRIMENTO DI SOMP CORNINO (10)

L'unità è formata in affioramento da OOV, FOZ, ELL, CEL, GRI e GRI_a, PRP e PRPa. Corrisponde a un settore della Piattaforma carbonatica friulano-dinarica che nel Paleocene-Eocene inf. è stata interessata da erosione tettonica mediante l'attivazione di gradinate di faglie normali immerse ad ENE. La maggior parte di queste sono state invertite nell'Eocene medio-superiore; una di queste è divenuto il sovrascorrimento di Somp Cornino (10 in Fig. 80), che è accompagnato da una fascia di dolomitizzazione secondaria spessa fino ad una cinquantina di metri, localmente saccaroide. Verso nord, alla testata della Val Tremugna, l'*arenaria di*



Fig. 96 - Zona di rampa del sovrascorrimento di Somp Cornino: scaglie SW-vergenti in cataclastiti coesive di calcare del Vajont con diffusa ricristallizzazione.

Preplans (PRP e PRP₁) sigilla il sovrascorrimento che qui presenta una rampa con un centinaio di m di scaglie e *duplex* di spessore plurimetrico (Fig. 96).

Un'altra faglia normale è stata solo parzialmente invertita nel sovrascorrimento di Stavoli Val di sotto (34), che nell'omonima località accavalla Calcare del Cellina dell'Hauteriviano-Barremiano in facies di piattaforma interna su litofacies di CEL di margine di piattaforma del Kimmeridgiano-Titonico, nonché su *flysch del Grivò* (GRI_a) dell'Ypresiano basale. Quest'ultimo è discordante sia su *calcari a Ellipsactinie* che su Calcare del Cellina, testimoniando così l'intensità dello smantellamento del *peripheral bulge* dinarico che ha preceduto l'annegamento e la deposizione del GRI_a nel Paleocene sup.-Eocene inf. Inoltre, il GRI_a accavallato dalle varie faglie dell'unità Ledrania colloca almeno nell'Eocene medio l'attivazione di queste.

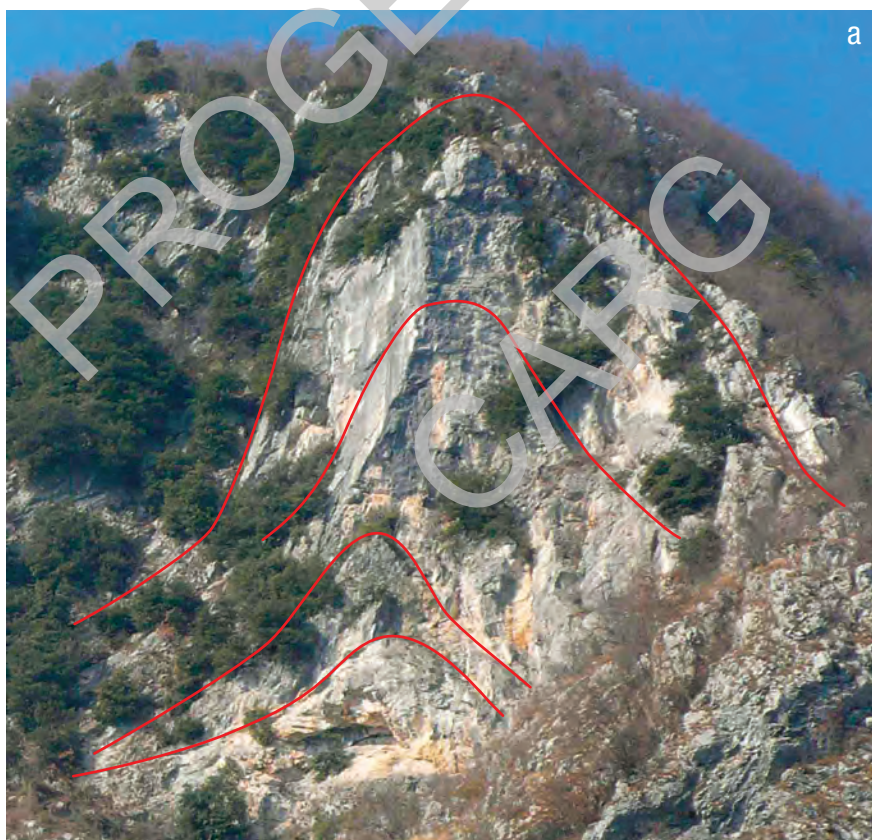
2.9. – UNITÀ M. PRAT (I); SOVRASCORRIMENTO DI PALMANOVA (9)

L'unità è formata in affioramento da FOZ e CEL, che si accavallano lungo il sovrascorrimento di Palmanova (9 in Fig. 80) sul *flysch di Clauzetto* (Ypresiano sup.) che affiora nella finestra tettonica di S. Rocco (35). Nei *calcari a Ellipsactinie* è presente una rilevante strutturazione interna post-Eocene inferiore, con faglie inverse, superfici di taglio a basso angolo e sistemi di *duplex*, che formano anche un *antiformal stack* (Figg. 97 e 97a).

Le faglie ad alto angolo sia in questa che nell'unità Ledrania sono state riprese in trascorrenza destra ed assumono, come di consueto, un andamento più o meno sinuoso.



Fig. 97 - Faglia a basso angolo con duplex e un antiformal stack (a destra, dettaglio in Fig. 97a) nella zona frontale dell'unità M. Prat, tralata verso WSW dal sovrascorrimento di Palmanova: notare la "deformazione diffusa" che determina un rilevante aumento di spessore nei calcari ad Ellipsactinie.



Il fascio di sovrascorrimenti con direzione NE-SW e SE-vergenti (36), rilevato nel Campo di Osoppo su linee sismiche a riflessione industriali, deforma anche gli orizzonti superficiali della successione quaternaria e quindi le faglie sono state cartografate come cieche. Molto rilevanti sono stati gli effetti della loro attività durante i più intensi episodi diastrofici nealpini: come nell'unità M. Covria i sovrascorrimenti si sono propagati anche nell'unità tettonica di tetto (l'attuale unità Cimano-Nimis), che è stata perciò qui accavallata dalle unità M. Prat e Ledrania, suo originario substrato.

2.10. – UNITÀ M. BERNADIA (L) E M. CLADIS (M); SOVRASCORRIMENTO DELLA BERNADIA (6) E SISTEMA DI SOVRASCORRIMENTI PONTE DELLE GIVATE - P. DEL BRISICUL (39)

Le unità tettoniche dinariche M. Bernadia e M. Cladis formano una complessa struttura di duplicazione dinarica W-vergente, che ha come superficie di movimento basale il sovrascorrimento della Bernadia (6 in Fig. 80).

L'alloctonia del massiccio del M. Bernadia era stata dimostrata dal log del pozzo esplorativo AGIP Bernadia 1 (MARTINIS, 1966), che aveva intercettato a circa 730 m dal p.c. il sovrascorrimento basale, evidenziato dalla sovrapposizione dei *calcarei ad Ellipsactinie* (Oxfordiano-Titoniano) su una potente successione di torbiditi del Paleocene sup. - Eocene inf.

VENTURINI S. & TUNIS (1989) avevano attribuito l'assetto strutturale dell'area interamente alla tettonica nealpina in regime trascorrente-transpressivo. L'analisi mesostrutturale eseguita su tutta l'area e la cartografia geologica di dettaglio (POLI, 1995, 2008; 2009) dimostrano che la struttura fondamentale è dinarica, con la sovrapposizione di deformazioni nealpine di rilievo, ma quantitativamente subordinate.

L'unità M. Bernadia è quella inferiore ed è formata da unità della PCFD del Giurassico sup.-Cretacico (ELL, CEL e CMC); in affioramento sui due ultimi poggi in discordanza la *scaglia rossa friulana* (SRF_a) o il *flysch del Grivò* (GRI: Fig. 28), seguito dalle *marne e arenarie di Savorgnano* (SVO).

Il sovrascorrimento della Bernadia borda l'omonimo massiccio calcareo da Ciseriis di Tarcento fino a Nimis. La superficie di movimento si immerge verso NE con una rampa a basso angolo, mentre frontalmente l'unità M. Bernadia con un lembo di ricopimento di quella M. Cladis forma un'antiforme asimmetrica SW-vergente, che si rovescia e si accavalla sulle successioni diritte dello SVO (v. profilo B-B').

La compressione nealpina praticamente ortogonale a quella dinarica ha ripiegato l'antiforme, formando una macrostruttura a duomo-bacino: la direzione dell'asse della piega passa da NW-SE, nella porzione sud-occidentale del massiccio, a NE-SW nei due fianchi. Presso Borgo Gaspar (Tarcento) il sovrascorrimento della Bernadia scompare al di sotto del sovrascorrimento neogenico di Magnano in Riviera (37). Anche l'antiforme frontale, che si segue da Torlano fino al T. Zimor, scompare al di sotto della rampa laterale sinistra dello stesso sovrascorrimento lungo la valle del T. Zimor.

Nella porzione sud-orientale del Foglio, presso Torlano di Nimis, il sovrascorrimiento della Bernadia viene tagliato da quello neogenico di Buia (7; v. sez. 2.13.), che trasporta verso SE le unità M. Bernadia e M. Cladis, piegate ad antiforme di rampa frontale.

L'unità M. Bernadia è inoltre interessata da faglie normali a direzione variabile da NW-SE a WNW-ESE e NNE-SSW. Le faglie normali hanno provocato l'erosione tettonica del settore orientale della Piattaforma carbonatica durante la fase di rialzo periferico (*peripheral bulge*) cui essa è stata sottoposta nel Cretacico superiore e precisamente, nell'area SE del Foglio, nel Senoniano. A partire dal Paleocene le faglie normali a direzione NW-SE e WSW-ESE sono state invertite come rampe frontali od oblique dei *thrust* dinarici (v. profilo A-A' e B-B' del Foglio).

All'interno del massiccio carbonatico sono presenti altre strutture di accavallamento a direzione dinarica, ma con vergenza nord-orientale come il retroscorrimiento di Tamar (38), che accomoda la deformazione all'interno dei carbonati.

L'unità M. Cladis, sovrapposta sulla precedente, è costituita in affioramento da CEL e CMC e da GRI. Nel settore nord-orientale del massiccio del M. Bernadia essa si accavalla sull'unità M. Bernadia per mezzo del sistema di *thrust* Ponte delle Giavate – Ponte del Brisicul (39) a direzione NNW-SSE, vergenza occidentale e geometria *ramp-flat* (POLI, 1995). Il fascio di *thrust*, che affiora lungo la valle del T. Cornappo fra le due località, forma una rampa a basso



Fig. 98 - Sovrascorrimiento del Ponte del Brisicul: transizione dalla rampa frontale a basso angolo a quella ad alto angolo (Calcare del Cellina, Valle del T. Cornappo); notare la strutturazione a duplex.



Fig. 99 - Dettaglio del lembo di ricoprimento Coceano-Useunt (unità tettonica M. Cladis): calcari dell'Albiano-Cenomaniano (calcare del M. Cavallo: CMC) si accavallano su flysch del Grivò (GRI), formando un'antiforme ad asse $320^{\circ}/20^{\circ}$.

angolo lungo la quale il Calcare del Cellina si accavalla sul *calcare del M. Cavallo*. La zona di duplicazione è messa in evidenza presso il Ponte delle Giavate da una finestra tettonica, in cui il *calcare del M. Cavallo* affiora al di sotto di una scaglia di CEL e CMC. Da qui, la rampa aumenta rapidamente la sua inclinazione (Fig. 98) e porta le sequenze carbonatiche mesozoiche e quelle torbiditiche paleogeniche ad accavallarsi dapprima sulle successioni di piattaforma, poi sul *flysch del Grivò* che forma i monti Lanta e Zuogna, in destra T. Cornappo, e Cladis e Ban in sinistra.

Lembi di ricoprimento dell'unità del M. Cladis sull'unità M. Bernadia sono stati rinvenuti presso il M. Couza (CEL e SRF_a), al M. Plaiul (CEL, CMC, SRF_a e GRI) e fra Useunt e Coceano (CEL, CMC, GRI e SVO; Fig. 99).

2.11. – UNITÀ CIVIDALE DEL FRULI (N); FAGLIA M. FELETTIS - CERGNEU SUPERIORE (40)

Nel Foglio Gemona l'unità Cividale del Friuli rappresenta un tratto dell'unità tettonica dinarica che si sviluppa lungo il margine delle Prealpi Giulie nel Goriziano e nel Cividalese.

Nella parte sud-occidentale, esterna al Foglio, l'unità presenta una grande anticlinale di rampa frontale del sovrascorrimento dinarico di Cividale, che si sviluppa prevalentemente nelle formazioni torbiditiche paleogeniche. Nel Foglio 066

“Udine”, da Faedis ad Attimis il fianco dell’anticlinale è rovesciato e lungo la sua base si sviluppa la faglia trascorrente destra di Borgo Faris.

Nel Foglio “Gemona” l’asse dell’anticlinale di rampa frontale dell’unità Civile cambia progressivamente direzione, passando da NW-SE fino a circa N-S nell’area di Attimis e Cergneu. Da qui ruota fino a NE-SW verso Taipana nell’area del contiguo Foglio 050 “M. Canin”. Da Attimis a Cergneu superiore l’anticlinale di rampa è bordata dalla faglia trascorrente sinistra M. Felettis - Cergneu superiore (40), descritta nella sezione 2.14.

2.12. – UNITÀ LUSEVERA (O); SOVRASCORRIMENTI DI MONTE DI BUIA (41), DI MAGNANO IN RIVIERA (37) E DI LUSEVERA (42)

L’unità neoalpina Lusevera si estende con direzione media WSW-ENE da Lusevera fino alla piana di Buia (Monte di Buia), con andamento e geometrie variabili probabilmente in rapporto a condizionamenti litologici e strutturali dinarici. La faglia basale è segmentata in tre principali sovrascorrimenti, che sono quelli di Monte di Buia, di Magnano in Riviera e di Lusevera. Le strutture tettoniche presenti, *thrust*, pieghe, faglie ad alto angolo, hanno vergenza a SE e sono congruenti con la principale fase deformativa neoalpina del Tortoniano-Messiniano (σ_1 attorno a NW-SE). In affioramento l’unità tettonica è formata da successioni torbiditiche paleogeniche (GRI, SVO) e da bacinali mesozoiche (MAI, VAA), nonché, nella media Valle del Torre (a nord di Lusevera) da due piccoli lembi di *arenaria di Preplans* (Aquitano), discordanti sul *flysch del Grivò* (Paleocene sup. - Eocene inf.).

Il sovrascorrimento di Monte di Buia (41) corrisponde a una superficie inversa a medio angolo a direzione N60° e vergenza sud-orientale che sovrappone la successione più recente dello SVO su se stessa.

Il sovrascorrimento di Magnano in Riviera (37) è S-vergente ed ha una direzione che passa da circa E-W nella zona occidentale (M. Faeit - M. Campeon), fino a una direzione quasi N-S lungo la valle del T. Zimor, dove agisce come rampa laterale sinistra. Il sovrascorrimento accavalla torbiditi di età paleogenica sull’unità tettonica M. Bernadia.

Il movimento del sovrascorrimento è accompagnato dalla formazione di una serie di pieghe anticlinali e sinclinali a direzione E-W. In particolare la cresta della dorsale M. Faeit - M. Campeon corrisponde alla zona di cerniera di una piega anticlinale stretta e asimmetrica a vergenza meridionale, che si chiude velocemente sia ad oriente che ad occidente. All’estremità occidentale del rilievo, nella zona del rio Clama, a causa dell’interferenza con l’omonima faglia trascorrente destra, l’anticlinale si piega raggiungendo una direzione assiale circa NW-SE. Nella parte orientale l’asse dell’anticlinale immerge verso est lungo la *thrust* di Magnano.

Il sovrascorrimento di Lusevera (42) ha direzione media N 70°. Accavalla il *flysch del Grivò* sui carbonati dell’unità M. Bernadia e, nella porzione orientale, sovrappone l’unità Lusevera sull’estremità NW dell’unità dinarica M. Cladis.

2.13. – UNITÀ DI BUIA (P); SOVRASCORRIMENTI DI BUIA (7) E DI COIA (43)

L'unità Buia è costituita in affioramento da formazioni torbiditiche paleoceno-eoceniche: *flysch del Grivò* (GRI) e *marni e arenarie di Savorgnano* (SVO).

Il sovrascorrimento di Buia (7 in Fig. 18), che trasporta verso meridione l'omonima unità, ha direzione E-W nel settore occidentale che passa a N70° in quello orientale. Nel tratto occidentale il sovrascorrimento non è affiorante e la sua geometria è stata ricavata attraverso l'analisi di linee sismiche a riflessione dell'AGIP. Tali osservazioni ne hanno evidenziato una consistente attività quaternaria, che consente di definirlo come cieco. In questo settore, la traslazione verso SSE dell'unità di Buia è accompagnata dalla formazione di una fitta serie di pieghe anticlinali e sinclinali asimmetriche a direzione circa N80°, che interessano le successioni più recenti delle *marni e arenarie di Savorgnano*.

Nel settore orientale, fra Tarcento e Torlano, il *thrust* viene in affioramento e accavalla termini delle *marni e arenarie di Savorgnano* su piccoli lembi di *arenaria di Preplans* dell'Aquitaniiano e sulle unità torbiditiche di età paleoceno-eocenica GRI e SVO. All'estremità orientale, a nord di Nimis il sovrascorrimento di Buia taglia quello della Bernadia e le due unità dinariche che esso trasporta (M. Bernadia e M. Cladis), e prosegue verso est lungo il versante destro della Valle del T. Lagna.

In questo settore si può osservare uno degli esempi più evidenti e tipici degli effetti della sovrapposizione della compressione nealpina NW-SE sulle strutture dinariche. La traslazione nealpina dell'antiforme dell'unità M. Bernadia più M. Cladis sul *thrust* di Buia verso SE, ha dato luogo sia alla rotazione dell'asse dell'antiforme dinarica, portandolo a NE-SW sia ad un ulteriore piegamento lungo la superficie di faglia. Tale piegamento è accomodato anche da faglie inverse retrovergenti a direzione N70°.

Sovrascorrimento di Coia (43). Nei colli fra Tarcento e Billerio affiora una fitta serie di superfici di taglio a basso angolo con rocce fortemente tettonizzate e diffuse bande di cataclasiti foliate con direzione media NW-SE, e vergenza occidentale, che interessano le sequenze dello SVO. Tali superfici sono ripiegate a formare ondulazioni decametriche con asse WNW-ESE (Fig. 100).



Fig. 100 - Sovrascorrimento di Coia: deformazione delle bande di cataclasiti foliate in SVO da parte di pieghe nealpine ad asse N80°/30.

2.14. – FAGLIE TRASCORRENTI DI USEUNT (44), DI CERGNEU INFERIORE (45), DI VALLEMONTANA (46) E M. FELETTIS - CERGNEU SUPERIORE (40)

Si tratta della prosecuzione all'interno del Foglio Gemona del fascio di faglie trascorrenti affioranti nella porzione NE del Foglio 066 "Udine": faglie di M. Croce, di Borgo Faris e del M. Felettis. Esse interessano le unità tettoniche M. Bernadia, Lusevera, Buia, M. Cladis e Cividale.

Faglia di Useunt (44 in Fig. 80). È una faglia subverticale a direzione NNW-SSE (Fig. 101), che ha indicazioni di movimento trascorrente destro. Nella zona di Useunt genera una piccola struttura a fiore positiva che disloca la struttura di duplicazione dinarica delle unità M. Bernadia e M. Cladis. Nella stessa zona essa mostra anche evidenze di una più antica attività come faglia normale, con la presenza di breccie sintettoniche lungo la superficie di faglia. In questo senso la faglia di Useunt appartiene al sistema di faglie normali che durante il tardo-Cretacico ha ribassato la piattaforma carbonatica in risposta alla propagazione del fronte dinarico esterno. È probabile che la faglia di Useunt sia la prosecuzione della faglia di M. Croce del Foglio 066 "Udine".

Faglie trascorrenti di Vallemontana (45), *Cergneu inferiore* (46) e *M. Felettis - Cergneu superiore* (40). Rappresentano la prosecuzione del sistema di faglie trascorrenti di Borgo Faris, del Rio Musil e del M. Felettis, presenti nel Foglio 066 "Udine". In particolare, al limite settentrionale del Foglio "Udine" la faglia di Borgo Faris si sfrangia in una serie di superfici anastomosate: la faglia destra di M. Croce (vedi sopra: faglia di Useunt); la faglia destra del Rio Musil che prosegue in quella di Vallemontana (45) e in quella di Cergneu inferiore (46); la faglia sinistra del M. Felettis (40) che prosegue fino a Cergneu superiore e da qui, sempre con direzione media NNE-SSW, oltre il margine del Foglio. Quest'ultima borda il



Fig. 101 - La faglia di Useunt, a direzione NW-SE, taglia il calcare del M. Cavallo e il Calcare del Cellina dell'unità M. Bernadia, sul versante destro della Valle del Torre presso il M. Stella.

fianco rovesciato dell'anticlinale dell'unità di Cividale (v. sez. 2.11.). Nell'area compresa fra il M. Felettis e il T. Lagna il movimento relativo di queste faglie dà luogo ad una zona a fiore positivo che interessa il *flysch del Grivò*.

Faglie trascorrenti coniugate destre WNW-ESE e sinistre NNW-SSE (47 e 48). Caratterizzano la porzione compresa fra Magnano in Riviera e Lusevera. Si tratta di faglie verticali destre a direzione media WNW-ESE coniugate con faglie verticali sinistre NNW-SSE, che dislocano con rigetti modesti i sovrascorrimenti rispettivamente di Magnano in Riviera e di Lusevera: in Fig. 80 sono numerate le due maggiori (47 e 48). In particolare la terminazione della faglia trascorrente che va da Maniaglia al M. Faeit (47) corrisponde a un fitto sistema di pieghe decametriche ad asse N100°.

2.15. – SOVRASCORRIMENTO SUSANS-TRICESIMO (8); UNITÀ CIMANO-NIMIS (Q)

Il sovrascorrimento Susans-Tricesimo (8) è stato interpretato nella Fig. 1 f.t. come il *thrust* basale di una grande unità tettonica dinarica (“Susans-Tricesimo”) di età tardocretacico-eocenica, a vergenza WSW. Nella tetto-genesi neoalpina l'unità “Susans-Tricesimo”, così come rappresentato in Fig. 1 f.t., appare fortemente deformata e, soprattutto, suddivisa in unità neoalpine minori, che, nell'area del Foglio, sono: Cimano-Nimis, Buia, Lusevera, Gemona. La riattivazione neoalpina del sovrascorrimento Susans-Tricesimo con trasporto verso S-SSE ha anche formato una rampa frontale che accavalla tutta la successione miocenico-quadernaria (GALADINI *et alii*, 2005). Nel Foglio Gemona la rampa neoalpina affiora solo nell'angolo SW presso Cimano, dove forma una serie di scaglie di *conglomerato del Montello* (sia MON₂ che MON₃) che si accavallano sul MON₃.

Il sovrascorrimento borda i primi rilievi collinari del settore prealpino giulio e carnico ed è solitamente cieco entro le successioni pleistoceniche della pianura friulana centro-orientale, dove il suo andamento è stato vincolato da una fitta maglia di linee sismiche industriali. In GALADINI *et alii* (2005) il sovrascorrimento Susans-Tricesimo è stato parametrizzato come sorgente sismogenica del fronte sudalpino orientale e ad esso è stato collegato il terremoto del 6.5.1976.

L'unità Cimano-Nimis corrisponde al volume crostale direttamente sovrapposto alla rampa neoalpina S-SSE-vergente del sovrascorrimento Susans-Tricesimo, così come appare in affioramento nel Foglio. Ad ovest essa è costituita in affioramento dal *conglomerato del Montello*, come sopra descritto, e, in destra Tagliamento (zona Cornino-Forgaria), da terreni del Miocene medio (*fm. del M. Baldo e marna di Tarzo*) che in origine, assieme alle unità del Miocene inferiore, poggiavano su un substrato cretacico-eocenico, strutturato tettonicamente nell'Eocene. Il substrato è formato da Calcere del Cellina sul quale è trasgressivo e discordante il *flysch di Clauzetto*. Entrambi sono stati sovrascorsi dai *calcari ad Ellipsactinie* lungo il *thrust* di Palmanova (Fig. 57). Questa già complessa architettura è stata fortemente deformata dalla contrazione NW-SE neoalpina: il sovrascorrimento di Palmanova è stato traslato verso SSE sul suo substrato, che è stato piegato in

una serie di macropieghe ad asse da N70° (a ovest) a N40° (ad est). Le pieghe sono strizzate ed asimmetriche, con cerniere e/o fianchi lacerati e laminati, nonché, nel piccolo settore del Foglio, con una faglia subverticale che fa affiorare una scaglia di Calcare del Cellina.

Nel settore orientale l'unità tettonica affiora più ampiamente con le successioni torbiditiche del *flysch del Grivò* e delle *marne e arenarie di Savorgnano*. Qui l'unità è anche tagliata da faglie trascorrenti del sistema Useunt-Vallemontana-Cergneu superiore (v. sez. 2.14) e da due sovrascorrimenti minori che sono stati descritti nel Foglio 066 "Udine" (ZANFERRARI *et alii*, 2008d). Si tratta del sovrascorrimento SE-vergente di Nimis (49), che borda le colline in destra idrografica del T. Lagna, e del *thrust* di Pradandons (50), con direzione N 70° e vergenza meridionale. A quest'ultimo si associa una fitta serie di pieghe molto serrate con asse N 70° e SSE-vergenti.

2.16. – UNITÀ S. TOMASO (R), ARBA-RAGOGNA (S) E SEQUALS (T)

Si tratta di minime porzioni di unità affioranti nel F. "Udine" e nel F. "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, 2008d; 2008b), cui si rinvia per una completa descrizione. Le rispettive faglie basali – sovrascorrimenti di S. Tomaso (non presente nel Foglio), Arba-Ragogna (51) e di Sequals (52) – sono pellicolari, interessano soprattutto le formazioni miocenico-quadernarie e sono ritenute di genesi neoalpina.

2.17. – SISTEMA IDRJA-AMPEZZO

Il settore centro-settentrionale dell'area del Foglio è attraversato da un ampio sistema di trascorrenza destra, che rappresenta la prosecuzione di quello di Idrija dalla Slovenia occidentale, dove ha direzione media N135°. In territorio italiano la direzione passa gradualmente a WNW-ESE: nel Foglio la direzione delle faglie maggiori è mediamente N110°.

- Esse formano un vasto sistema anastomosato che è costituito dall'associazione di:
- faglie trascorrenti destre sintetiche (sia *R-* che *P-shear*, i secondi meno frequenti);
 - faglie trascorrenti sinistre antitetiche, assai meno comuni rispetto alle sintetiche;
 - scaglie e *duplex* trascorrenti che possono raggiungere la decina di km di lunghezza, come la scaglia trascorrente dell'alto Resartico (53) fra la faglia del M. Cuzzer (54) e quella Idrija-Ampezzo (2);
 - macropieghe variamente deformate dalla contrazione localizzata all'interno delle scaglie e dei *duplex* trascorrenti, come nel caso della sinclinale del M. Lavara (55: Fig. 102);
 - pieghe *en echelon* decametrico-ettometriche;
 - faglie inverse NW-vergenti sul blocco con movimento relativo sinistro; rare quelle SE-vergenti sul blocco con movimento destro;



Fig. 102 - Sistema di pieghe al nucleo della sinclinale del Monte Lavara (55), situata all'interno di un duplex trascorrente compreso tra la faglia Idrija-Ampezzo e una sua sintetica (nel canale ghiaioso a destra), che la collega a quella di Pioverno (3); gli assi sono piegati di 90° nel piano orizzontale e inoltre sono ripetutamente ondulati.

- strutture a fiore sia positive che negative (rare), estese fino alla scala chilometrica come nel caso di quelle de La Forchia (56: Fig. 103) e del M. Plauris-nord (26: Figg. 104 e 105);
- curvature contrazionali (*contractional bend*) con forte ripiegamento o scagliamento nel margine di uno o su entrambi i blocchi; meno comuni quelle estensionali (*extensional bend*).

Oltre alla forte suddivisione delle unità tettoniche coinvolte, conseguenze dell'associazione strutturale sopra descritta sono i basculamenti di vaste porzioni delle unità tettoniche (es.: la parte meridionale dell'unità M. Amariana (B) nel versante destro della Val Resia: Figg. 85 e 86), nonché i sollevamenti oppure gli abbassamenti di settori (anche di ampiezza plurichilometrica) facenti parte di scaglie e *duplex* (v. Fig. 1 f.t.). Vari esempi di strutture deformative del sistema Idrija-Ampezzo a diverse scale sono inoltre rappresentati nella descrizione delle unità tettoniche, cui si rinvia.

Va infine ricordato che la direzione di contrazione è variata (CAPUTO *et alii*, 2010: Fig. 83) nell'intervallo di attività del sistema trascorrente (Pliocene-Attuale secondo VRABEC & FODOR, 2006). Questo, oltre ad aver contribuito alla complessità delle geometrie del sistema, ha fatto sì che faglie con direzione attorno a NW-SE possano aver agito temporaneamente anche come sinistre oppure si siano trovate ad agire come discontinuità estensionali. L'analisi mesostrutturale lo dimostra con la presenza di indicatori cinematici sia destri che sinistri lungo alcune faglie trascorrenti con direzione attorno a NW-SE, come quella di S. Floriano (15) ed altre minori in Val Resia e nell'area rappresentata nell'angolo NE del Foglio.



Fig. 103 - La struttura a fiore positivo de La Forchia, che si sviluppa in un bend contrazionale della faglia Idrinja-Ampezzo. Le sigle sono quelle delle formazioni cartografate; la zona a scaglie tettoniche ZST₁ (*) è formata da una ripetizione irregolare di porzioni metrico-decamicriche delle unità FAS, OOV, FOZ, ARV, MAI e SRF, variamente tettonizzate. La Dolomia Principale nel blocco a nord, situata tra la faglia Idrinja-Ampezzo e una sua sintetica, descrive una macropiega con al nucleo un sistema di pieghe a fessuraonica tettoniche fortemente strizzate, che sul versante opposto sono in dolomia del Resartico (DPR₁).

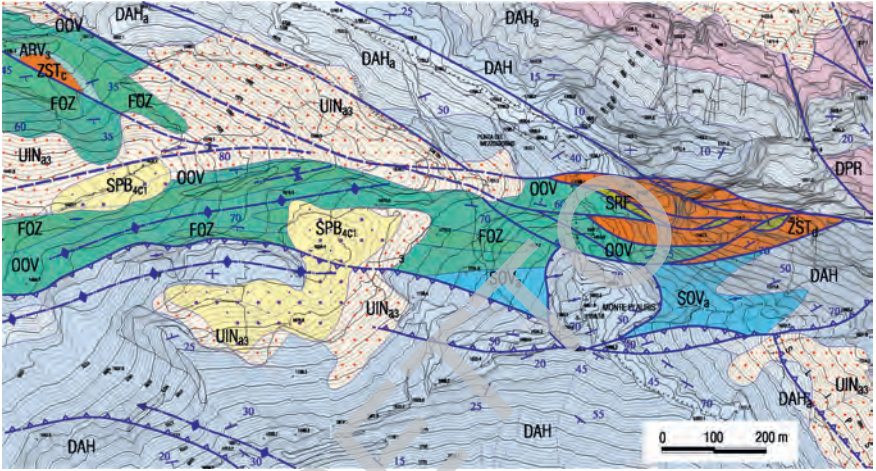


Fig. 104 - Vista in pianta della struttura a fiore "M. Plauris-nord", evidenziata dalla zona a scaglie tettoniche ZST_d e di OOV e di SRF; la struttura è localizzata in corrispondenza di un altro bend contrazionale della faglia Idrija-Ampezzo e in parte si accavalla sulla Klippe del M. Plauris (ritaglio dalla sezione originale alla scala 1:10.000).

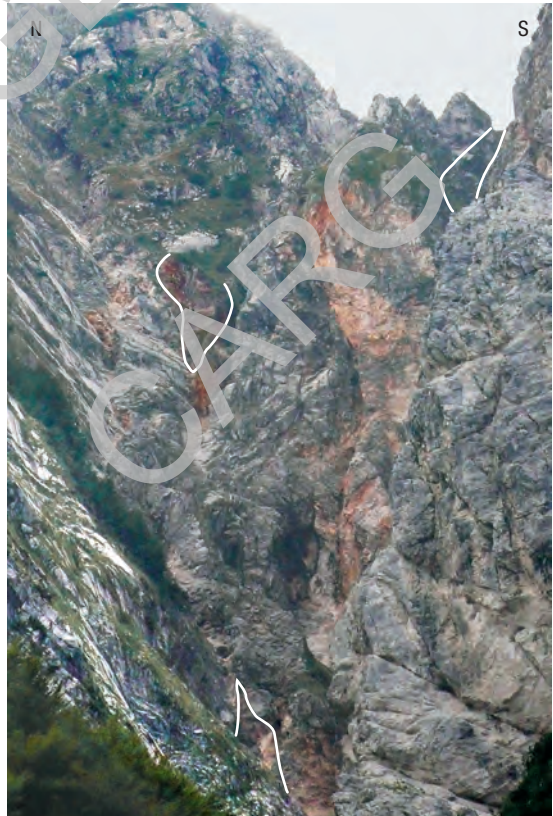


Fig. 105 - Dettaglio della zona di maggior deformazione nella struttura a fiore positivo "M. Plauris-nord" lungo la faglia Idrija-Ampezzo (testata della Valle del Rio Resartico). Le scaglie sono formate da litofacies delle formazioni OOV, FOZ, ARV₃, MAI e forse VAA), ripetute in duplex trascorrenti e raggruppate cartograficamente sotto la sigla ZST_d ; i duplex di scaglia rossa friulana sono delimitati dalle linee bianche. L'altezza della sezione è di circa 200 metri.

VII – SISMICITÀ

(M.E. Poli)

La regione carnico-friulana rappresenta il settore sismicamente più attivo di tutta l'Italia settentrionale. La sua sismicità è medio-alta ed è legata principalmente all'evoluzione del sistema di sovrascorrimenti SSE-vergenti della catena sudalpina orientale.

Un rilevante contributo alla pericolosità sismica dell'area proviene dall'attività del sistema di faglie trascorrenti della zona confinaria italo-slovena, con terremoti sia storici che strumentali che hanno dato ampi risentimenti nell'area friulana.

Inoltre, alla propagazione in territorio italiano del sistema di Idrija (qui Idrija-Ampezzo) è dovuta la sismicità prevalentemente di tipo trascorrente che caratterizza l'area carnica da Tolmezzo fino al confine italo-austriaco.

1. – SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE

Sia in epoca storica che strumentale la regione friulana è stata colpita da alcuni terremoti con magnitudo superiore a 6.

La sismicità storica, basata sui cataloghi DBMI11 (LOCATI *et alii*, 2011) e CPTI11 (ROVIDA *et alii*, 2011), mostra durante il secondo millennio almeno due terremoti con intensità massima superiore al 9 grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) che hanno causato gravissimi risentimenti in territorio friulano: gli eventi del 25 gennaio 1348 e del 26 marzo 1511. Di entrambi è comunque molto incerta la localizzazione epicentrale.

Il terremoto del 25 gennaio 1348 (località epicentrale: Carinzia, $I_{max} = 9-10$, $M_w = 7.02$ in CMTI11) fu avvertito in una vastissima area che abbraccia l'Italia nord-orientale fino alla pianura padana, l'Austria e la Baviera (Fig. 106). L'area dei massimi effetti è localizzata fra la Carinzia e il Friuli e comprende i centri fortifi-

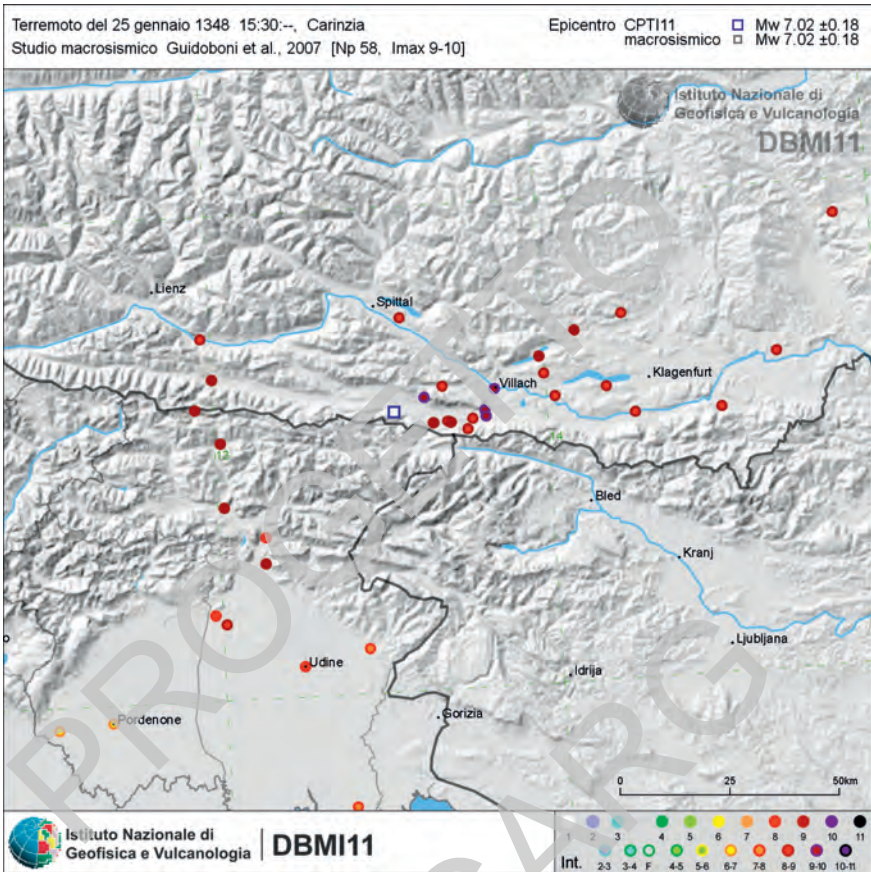


Fig. 106 - Campo macrosismico del terremoto del 25 gennaio 1348 secondo il catalogo DBMI11.

cati posti sui rilievi lungo le valli dei fiumi Drava e Gail in Carinzia, i castelli friulani prospicienti il F. Tagliamento e numerose città friulane come Udine, Cividale, Gorizia e Aquileia. HAMMERL (1994) propone la localizzazione dell'area epicentrale in territorio italiano fra Pontebba e Tarvisio, anziché in Austria nella valle della F. Gail, fra Hermagor e Arnoldstein. Nel catalogo DBMI11 tre sono le località friulane con $I = 9$ (MCS): Paluzza, Tolmezzo e Gemona.

Per quanto riguarda il terremoto del 26 marzo 1511, il catalogo CMTI11 indica una $M_w = 6.98$ e una I_{max} di 10. Anche il terremoto del 26 marzo 1511 presenta effetti distruttivi in un'area molto estesa (Fig. 107): fra le aree più colpite ricordiamo la valle del F. Sava fra Bled e Ljubljana con la distruzione dei castelli di Bled, Skofia Loca, Kamnik, e la valle del F. Isonzo fra Tolmin e Bovec. Anche la fioren-

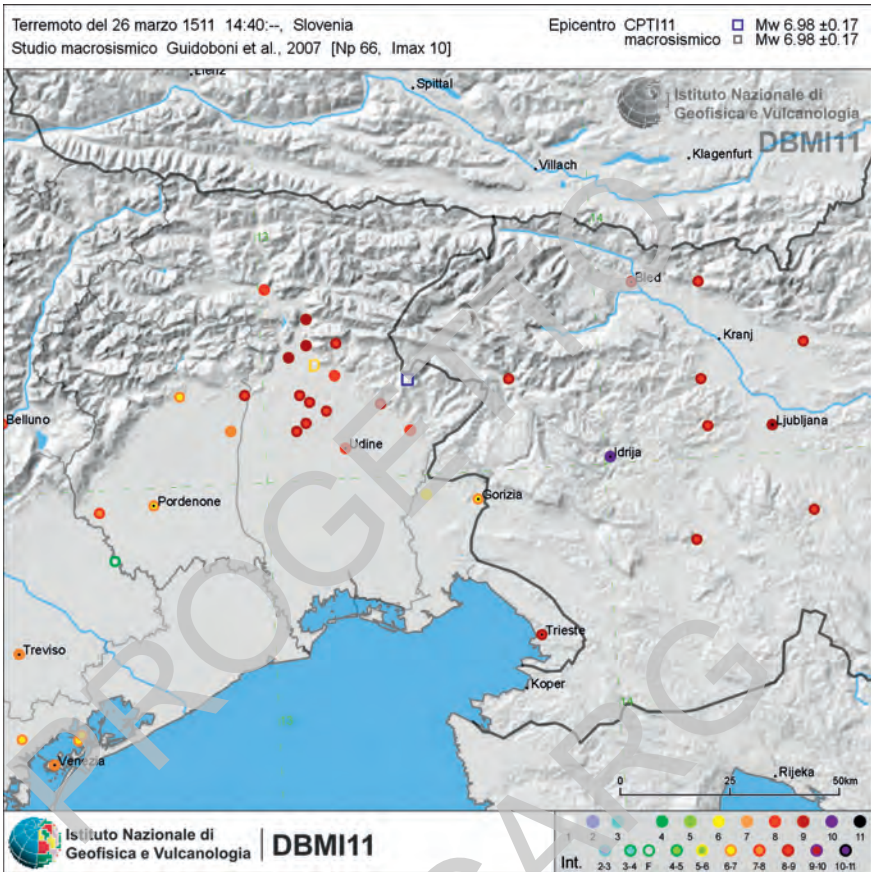


Fig. 107 - Campo macrosismico del terremoto del 26 marzo 1511 secondo il catalogo DBMI11.

te attività mineraria di Idrija ricevette un duro colpo dal terremoto, in quanto la miniera di cinabro fu seriamente danneggiata e ripristinata solo nel 1517.

Nell'area friulana, secondo fonti storiche contemporanee all'evento, gravissimi furono i danni a Gemona, Cividale, Venzone e Osoppo. Gravemente danneggiati furono anche i castelli di Udine, Villalta, Fagagna e Moruzzo. Una replica in tarda serata fu distintamente avvertita anche a Venezia e in tutta la pianura veneta, provocando danni leggeri.

Va comunque ricordato che il terremoto del 1511 si colloca in un quadro economico e sociale già profondamente compromesso: solo un mese prima, infatti, era scoppiata la rivolta contadina della "Cruel Zobia Grassa", durante la quale le forti tensioni sociali, una diffusa povertà e la rivalità fra famiglie dominanti innescarono una sanguinosa rivolta contadina. Molti borghi e castelli della

pianura friulana tra i quali quello di Udine, Fagagna, Mels, Spilimbergo e Tarcento vennero saccheggianti, incendiati o gravemente danneggiati. Poco dopo il terremoto, la diffusa indigenza favorì il diffondersi di un'epidemia di peste.

Il sovrapporsi di queste drammatiche vicende ha reso da sempre difficile una stima attendibile dei danni legati al solo terremoto e probabilmente portato ad una sovrastima degli effetti sia in termini di danni materiali che di vite umane.

Per quanto riguarda la localizzazione epicentrale, sia i cataloghi DBMI11 che CPTI11 e GUIDOBONI *et alii* (2007) individuano l'epicentro in territorio italiano presso il confine italo-sloveno lungo la valle del Natisone. Studi effettuati con inversione del campo macrosismico, collocano invece l'epicentro lungo la valle del F. Idrija in prossimità dell'omonima località mineraria (FIZKO *et alii*, 2005).

Numerosi altri terremoti con $5 < M < 6$ hanno colpito in epoca storica la regione friulana e in particolare quella in cui rientra l'area del Foglio. Sempre facendo riferimento ai cataloghi DBMI11 e CFTI11, l'evento maggiore è quello del 28 luglio 1700 (localizzazione epicentrale: Raveo, $I_{max} = 9$, $M_w = 5.59$). Questo terremoto colpì principalmente il Canal di Gorto (valle del T. Degano) e il Canale di Socchieve (alta valle del F. Tagliamento) portando le distruzioni maggiori a Raveo ed Enemonzo, dove gran parte delle case caddero e le chiese furono seriamente danneggiate.

Il 20 ottobre 1788 Tolmezzo fu colpita da un violento terremoto ($I_{max} = 8$, $M_w = 5.14$) che danneggiò seriamente la città, causando inoltre forti perdite e pesanti contraccolpi al tessuto socio-economico dell'intera area carnica.

Il 7 giugno 1794 un terremoto di $I_{max} = 9$ ($M_w = 6.04$) colpì la valle del T. Meduna nelle Prealpi Carniche. I danni maggiori si ebbero a Tramonti di Mezzo, dove la maggior parte delle case crollarono. La scossa causò forti risentimenti anche lungo la media valle del Tagliamento (Tolmezzo, Alesso, Cavazzo Carnico) e fu avvertita distintamente anche nel basso Veneto (Vicenza, Padova, Verona) e in territorio austriaco.

Il 10 luglio 1908 un terremoto di $I_{max} = 7-8$ ($M_w = 5.3$) colpì una ristretta area della Carnia. In particolare i danni maggiori furono riscontrati a Moggio Udinese e nelle borgate della Val Aupa.

Il 27 marzo 1928 un terremoto di $I_{max} = 9$ ($M_w = 5.8$) interessò la Carnia centrale, provocando vittime e gravi danni alle abitazioni in special modo nell'alta Valle del T. Arzino e a Chiaicis, Pusea, Verzegnis e Tolmezzo (Fig. 108).

Il 26 aprile 1959 un terremoto di $I_{max} = 8$ colpì la valle del T. But ($M_w = 5.2$) provocando gravi danni a Zuglio, dove quasi tutte le case furono lesionate, anche se non ci furono vittime.

Il 6 maggio 1976 un disastroso terremoto di $M_w = 6.4$ ($I_{max}: 9-10$) colpì la regione friulana centrale. Gli abitati di Moggio Udinese, Venzona, Gemona, Bordano, Trasaghis, Gemona, Lusevera, Osoppo, Montenars, Forgaria, Buia, Sequals, Majano subirono danni gravissimi, tali per cui una percentuale di abitazioni fra il 50 e il 90% crollarono o furono rese inagibili. Le vittime furono quasi un migliaio (Fig. 108).

Nel settembre dello stesso anno altre due forti scosse (11 settembre Mw = 5.6 e il 15 settembre Mw = 5.9 secondo il catalogo CPTI11) colpiscono nuovamente l'area friulana centrale provocando ulteriori danneggiamenti e vittime.

2. – LA RETE SISMOMETRICA DEL FVG E LA SISMICITÀ ATTUALE

Il 6 maggio 1977, ad un anno esatto dal terremoto del 1976, fu inaugurata la Rete Sismometrica del FVG (RSFVG) attualmente gestita dal Centro di Ricerche Sismologiche di Udine (CRS - INOGS: <http://www.crs.inogs.it>). Progressivamente ampliata e potenziata nel tempo, è composta attualmente da 15 stazioni ubicate prevalentemente nell'area montana e pedemontana del Friuli, cui si affiancano le stazioni della Rete Sismometrica del Veneto.

La necessità di un rapido scambio di informazioni sismologiche fra diverse istituzioni che operano in una vasta regione sismicamente attiva, ha reso necessaria la cooperazione fra i principali enti preposti alla vigilanza sismica nei territori sloveno, austriaco e italiano. Tale progetto si è concretizzato nella creazione della rete sismometrica transfrontaliera delle Alpi orientali (http://www.protezionecivile.fvg.it/ProtCiv/default.aspx/250-reti_transfrontaliere.htm) gestita e coordinata dal Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Hauptabteilung Geophysik di Vienna, dall'Agencija Republike Slovenije za okolje, urad za seizmologijo di Ljubljana, e dall'O.G.S. - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale di Trieste e dal Dipartimento di Geocienze dell'Università degli Studi di Trieste.

Nell'intervallo di tempo compreso fra il 1977 e il 2007 la sismicità registrata dalla Rete FVG nell'area del Foglio e immediatamente circostante mostra pochi eventi significativi. È da segnalare la sequenza sismica iniziata il 14 febbraio 2002, che ha colpito l'area fra Moggio Udinese e Amaro senza causare danni di rilievo; la scossa maggiore (Mw = 4.74, Imax = 6, fonte: C.R.S.-Udine) è stata ubicata nella zona di Moggio Udinese (Fig. 108).

Nella vicina valle dell'Isonzo sono stati invece registrati importanti eventi, che hanno dato origine a discreti risentimenti anche nel Friuli orientale: il terremoto di Bovec (12 aprile 1998, Mw= 5.66; BERNARDIS *et alii*, 2000; BJAC *et alii*, 2001) e quello di Kobarid (12 luglio 2004, Mw=5.19; KASTELIC *et alii*, 2008; ŽIV I *et alii*, 2006), entrambi con meccanismo trascorrente e originati da riattivazione di segmenti del sistema di Idrija.

3. – SISMOTETTONICA E ZONAZIONE SISMOGENETICA

Sulla base della distribuzione degli epicentri e delle tipologie dei meccanismi focali, l'area carnico-friulana può essere suddivisa in quattro settori con caratteristiche sismotettoniche omogenee.

Prealpi Giulie: è la zona in cui cadono gli epicentri del terremoto del 6 maggio 1976 (meccanismo focale ed ubicazione epicentrale in Fig. 108, secondo SLEJKO *et alii*, 1999) e delle maggiori repliche successive. Presenta la maggiore concentrazione di sismicità. I terremoti hanno nella quasi totalità meccanismi focali tipo faglia inversa con piani da basso a medio angolo orientati prevalentemente tra E-W e WNW-ESE.

Prealpi Carniche: i terremoti, in massima parte con meccanismo inverso, presentano in genere piani a medio-basso angolo orientati ENE-WSW. Gli assi di massima compressione sono orientati attorno a NW-SE. Si ricordano fra gli altri i terremoti di Claut del 27 febbraio 1996 (Mw= 4.2) e del 13 aprile 1996 (Mw=4.6). I terremoti hanno magnitudo sensibilmente inferiori a quelle delle Prealpi Giulie.

Carnia: la zona è caratterizzata da terremoti con meccanismo prevalentemente trascorrente, la magnitudo massima registrata è quella del terremoto di Tolmezzo del 1928 (Mw = 5.8; meccanismo focale e ubicazione epicentrale in Fig. 108, da POLI *et alii*, 2000).

Slovenia occidentale: in quest'area i terremoti maggiori presentano meccanismo focale trascorrente: terremoto di Bovec, 12 aprile 1998; terremoto di Kobarid, 11 luglio 2004.

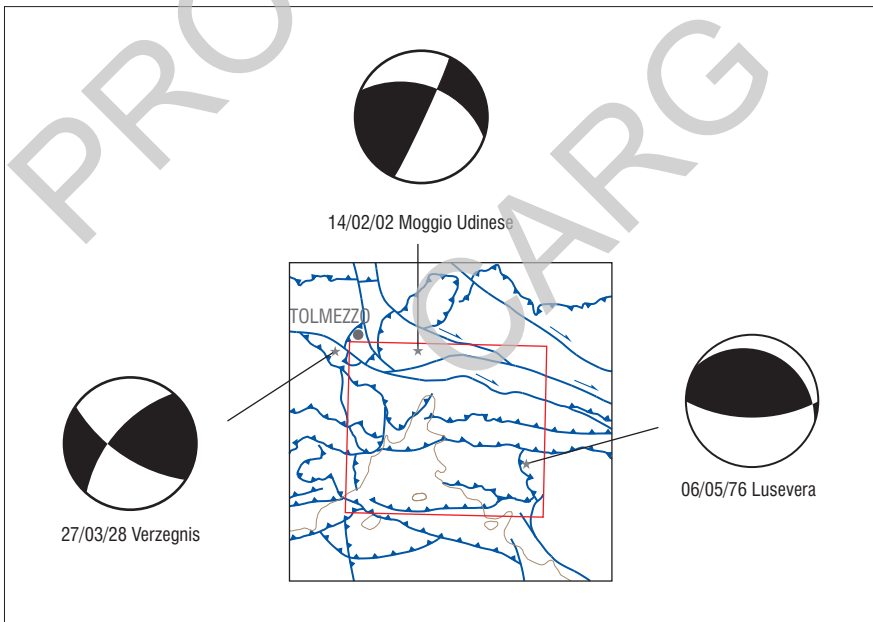


Fig. 108 - Meccanismi focali dei tre terremoti citati nel testo, con l'indicazione della località epicentrale ubicata su un ritaglio della carta tettonica regionale di Fig. 2 (in rosso il margine del Foglio 049 "Gemona del Friuli").

Secondo la zonazione sismotettonica proposta dal Gruppo di Lavoro dell'INGV (MELETTI & VALENSISE, 2004), l'area del Foglio ricade all'interno della zona sismogenica 905, che nel suo complesso comprende tutta la fascia prealpina veneto-friulana dalla faglia Schio-Vicenza fino al confine italo-sloveno. Questa zona sostanzialmente ricalca quelle corrispondenti della più datata zonazione ZS4 (SCANDONE & STUCCHI, 2000), della quale abolisce le "zone di svincolo o di trasferimento". In particolare, la zona 905 si caratterizza per una sismicità di grado superiore sia per frequenza che per magnitudo degli eventi rispetto alle aree limitrofe del Sudalpino.

4. – STRUTTURE SISMOGENICHE E DISS

Recenti studi di tettonica attiva svolti al fronte della catena sudalpina orientale nell'area veneto-friulana (GALADINI *et alii*, 2005; BURRATO *et alii*, 2008; POLI *et alii*, 2008) hanno messo in luce la presenza di faglie potenzialmente capaci di generare terremoti anche superiori alla soglia del danno. Tali sorgenti sono state inserite nel *data base* DISS 3.1 (<http://diss.rm.ingv.it/dissNet/>).

In particolare per quanto riguarda il settore friulano, le principali strutture sismogeniche che si ritiene siano in grado di produrre eventi potenzialmente distruttivi ($M \geq 5.5$) sono: il sovrascorrimento Susans-Tricesimo, che da vari Autori viene ritenuto essere la faglia responsabile del terremoto del Friuli del 6 maggio 1976 (PERUZZA *et alii*, 2002; POLI *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005, BURRATO *et alii*, 2008); il sovrascorrimento Gemona-Kobarid che GALADINI *et alii* (2005) indicano come possibile sorgente per il terremoto del 1348 e PONDRELLI *et alii* (2004) ipotizzano essere la sorgente del terremoto del Friuli del maggio 1976; il sovrascorrimento di Buia indicato come possibile sorgente per il terremoto del 6 maggio 1976 da AODIA *et alii* (2000).

Nell'area slovena occidentale il DISS segnala la presenza di due sorgenti sismogeniche: quella di Idrija che viene indicata come responsabile dell'omonimo terremoto del 1511 ($M_w=6.9$), e la sorgente Bovec-Krn ritenuta responsabile del terremoto di Bovec del 1998 ($M_w=5.7$). Anche nell'area del Foglio il sistema Idrija-Ampezzo presenta chiare evidenze di deformazione recente (MONEGATO & STEFANI C., 2010) o addirittura cosismica (TALAMO *et alii*, 1978; POLI & ZANFERRARI, 2011) e può quindi essere considerato una sorgente sismogenica areale, capace di generare terremoti di magnitudo superiore a 5.5, come testimoniano i terremoti del 1700, del 1788 e del 1928.

5. – RICLASSIFICAZIONE SISMICA REGIONALE

In base all'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003, avente per oggetto "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e normative tecniche per le costruzioni in zona sismica", la Giunta Regionale del Friuli Venezia Giulia ha prov-

veduto a formare un elenco dei Comuni classificati secondo i nuovi criteri ed ha aggiornato la mappa sismica regionale.

Il 6 maggio 2010 è entrata in vigore la nuova classificazione sismica, nella quale la Regione Friuli Venezia Giulia viene suddivisa in comuni ad alta e bassa sismicità. Nella nuova mappa di zonizzazione sismica (<http://www.regione.fvg.it/rafvfg/cms/RAFVG/AT9/ARG4/FOGLIA1/>), sedici Comuni presenti nell'area del Foglio ricadono nella zona 1 (con $ag > 0.25$): Gemona, Trasaghis, Bordano, Amaro, Venzone, Osoppo, Buia, Artegn, Magnano in Riviera, Montenars, Tarcento, Lu-severa, Nimis, Attimis, Resia, Taipana. I Comuni di Moggio Udinese, Resiutta Tolmezzo e Cavazzo Carnico sono invece inseriti nella zona 2 (con $0.175 < ag \leq 0.25$).

VIII – GEOLOGIA TECNICA

(R. Avigliano, A. Zanferrari)

1. – IDROGEOLOGIA

Nell'ambito del Foglio "Gemona" sono predominanti i sistemi idrogeologici montani nei quali i deflussi idrici avvengono all'interno delle discontinuità del substrato, delle coperture detritiche presenti sui versanti e dei depositi alluvionali contenuti nei fondovalle. Questi sistemi idrogeologici sono intimamente connessi, anche se con rapporti di scambio solo parzialmente noti, con quelli dell'alta pianura orientale friulana tra i quali rientra il Campo di Osoppo-Gemona.

Data l'elevata quantità di precipitazioni medie annue che interessa il settore prealpino orientale, i sistemi idrogeologici in esso presenti giocano un ruolo fondamentale nella ricarica degli acquiferi profondi della pianura friulana. Studi sulla composizione isotopica delle acque presenti nel sottosuolo dell'area di Lignano e Grado, hanno infatti messo in evidenza che la ricarica degli acquiferi più profondi, caratterizzati da un certo grado di termalismo legato alla presenza di un alto strutturale carbonatico lungo la costa, avviene nei rilievi alpini e prealpini (CALORE *et alii*, 1995).

1.1. – IDROGEOLOGIA DELL'AREA MONTANA

La permeabilità primaria della maggioranza delle formazioni rocciose pre-quadernarie si può considerare nulla o comunque molto bassa; tuttavia vasti settori dei rilievi sono costituiti da corpi rocciosi fratturati o in cui si sono impostati dei complessi reticoli carsici. Qualora le condizioni stratigrafiche e strutturali siano favorevoli, questi corpi rocciosi costituiscono importanti serbatoi idrogeologici che sono in parte sfruttati per approvvigionamento idrico.

Nel Foglio si possono distinguere alcune categorie di rocce con diversa attitudine a sviluppare una permeabilità secondaria per fratturazione o carsismo, in rapporto soprattutto alla loro rigidità e alla loro composizione mineralogica. Ovviamente l'infiltrazione efficace in queste rocce varierà anche in funzione della presenza e della composizione granulometrica e mineralogica dei loro prodotti di alterazione, dalle caratteristiche del reticolo idrografico superficiale e dalla morfologia e acclività dei versanti.

a) - Rocce prevalentemente marnose, marnoso-arenacee e arenaceo-pelitiche, rappresentate soprattutto dalle unità SRF, UCC, GRI e SVO. Si tratta di rocce impermeabili o semipermeabili con scarsa attitudine alla carsificazione, ma facilmente alterabili per cui in superficie sono presenti estese coltri di depositi eluvio-colluviali con matrice a tessitura fine. La roccia inalterata è caratterizzata da un ruscellamento superficiale elevato e da una circolazione idrica sotterranea che avviene attraverso circuiti localizzati, con dimensioni e continuità ridotte (giunti di stratificazione, piccole condotte carsiche nei livelli arenacei). Nella coltre di alterazione il deflusso ipodermico avviene prevalentemente attraverso la porosità degli orizzonti pedogenizzati, secondo i gradienti topografici.

b) - Rocce argilloso-marnose e arenaceo-carbonatiche in cui sono intercalati livelli di breccie carbonatiche e calcareniti con spessori anche pluridecametrici. Si tratta dei megabanchi e delle megabreccie della litofacies GRI_a, con buona attitudine ad essere carsificati. In essi si sono sviluppate reti carsiche molto estese, tra cui le più note sono quelle dell'area di Villanova: la "Grotta nuova" e la "Grotta Doviza", esploate per sviluppi rispettivamente superiori a 7 e 5,5 km. Prove di tracciamento hanno messo in evidenza che il sistema carsico di Villanova alimenta alcune sorgenti alla base dei versanti nella zona di Vedronza; in particolare è stato provato il collegamento con la sorgente perenne Mustig (FERUGLIO, 1953; MUSCIO & FORTI in MUSCIO, 1996). La speleogenesi in queste rocce avviene per dissoluzione carsica dei banchi carbonatici e si evolve per erosione idraulica dei livelli arenaceo-marnosi ad essi sottostanti. Le condotte carsiche hanno sezioni e continuità notevoli e la velocità di deflusso è piuttosto elevata.

c) - Dolomie e calcari argillosi delle unità triassiche e giurassico-cretaciche presentano una bassa, ma non trascurabile attitudine ad essere carsificate. Tali rocce sono anche diffusamente e pervasivamente fratturate e la speleogenesi carsica tende a concentrarsi lungo tali discontinuità. Soprattutto le dolomie fungono da serbatoio di acquiferi molto interessanti, dotati di discreti valori di immagazzinamento. Gli acquiferi sono alimentati dagli apporti meteorici che si infiltrano direttamente attraverso le discontinuità che intercettano la superficie oppure che vi giungono dopo aver attraversato le formazioni che le ricoprono. Gli acquiferi contenuti nelle dolomie alimentano numerose sorgenti perenni disseminate praticamente lungo tutte le valli che incidono le successioni triassiche, ma anche nelle rocce sulle quali sovrascorrono come avviene per la sorgente perenne Pod Lanisce presso Monteperta, il cui sistema epigeo si sviluppa in un megastrato del *flysch del Grivò*, ma che vede la sua zona di alimentazione estendersi nelle dolomie triassiche soprastanti (MUSCIO & FORTI in MUSCIO, 1996).

Nell'area del Foglio diverse sorgenti sono utilizzate per scopi acquedottistici; tra queste si ricordano la serie di sorgenti che sgorgano lungo le pendici meridionali del M. Amariana; le sorgenti del Rio Resartico in Val Resia; la sorgente Tanavieles nella valle del T. Torre; le sorgenti alla base del versante meridionale del Gran Monte; una serie di sorgenti che sgorgano nelle valli tributarie di destra di quella del Lago di Cavazzo; le sorgenti lungo il Rio Tremugna.

d) - Alcune unità calcaree dal Retico al Cretacico (DAH, FMZ, OOV, SOV_a, ELL, CEL, CMC), i conglomerati del MON₃ e delle varie unità plio-pleistoceniche sono facilmente carsificabili. Ove affioranti, queste rocce sono variamente carsificate in superficie e l'infiltrazione nel sottosuolo delle piogge efficaci dipende della frequenza, continuità e dimensioni dei punti di assorbimento. Soprattutto alle quote più elevate, dove la coltre d'alterazione e la copertura vegetale sono molto ridotte, nei calcari si formano inghiottitoi e crepacciature carsiche che assorbono totalmente le precipitazioni liquide. Il grado di fratturazione dei calcari mesozoici è simile a quello delle dolomie triassiche, ma, essendo facilmente carsificabili, la speleogenesi è decisamente più veloce e sviluppata rispetto a quest'ultime. Spesso al loro interno sono presenti vaste reti carsiche caratterizzate da una elevata velocità di deflusso e scarse capacità di immagazzinamento.

Nelle monoclinali dei Monti Musi, M. Chiampon - Gran Monte, M. Cuar - M. Covria, M. Faet i calcari in oggetto, caratterizzati da una permeabilità per carsismo mediamente elevata, sono sovrapposti alle dolomie triassiche in genere meno conduttive idraulicamente e che tendono a sostenere il livello degli acquiferi contenuti nei calcari. Durante le fasi di piena le condotte carsiche di maggiori dimensioni presenti all'interno dei calcari sono percorse da veri e propri torrenti sotterranei. Parte degli afflussi assorbiti dai calcari contribuisce all'alimentazione degli acquiferi contenuti nelle dolomie sottostanti, mentre una parte viene a giorno dando talvolta luogo a spettacolari risorgenze carsiche come il Fontanon Barman in Val Resia o come il Fontanon di Avasinis sulle pendici settentrionali del M. Covria (chiamato anche "risorgiva di Eolo" con uno sviluppo esplorato di 5.300 m) e la vicina risorgiva nel Col del Sole. Alcuni di questi circuiti idrogeologici sono stati studiati tramite l'utilizzo di traccianti. Sui Musi, ad esempio, traccianti immessi nell'abisso Pohor, sul versante settentrionale della catena, hanno verificato il collegamento della zona di assorbimento in cui ricade tale grotta con la grotta Urugno ed il Fontanon Barman sul versante nord della catena e con le sorgenti di Musi e del T. Voidizza, sul versante sud (ANSELMINI & SEMERARO, 2003; BRUN & SEMERARO, 2003). Analisi isotopiche sull'acqua della sorgente di Musi hanno dimostrato che il bacino idrogeologico della sorgente si estende anche a quote relativamente basse e che probabilmente comprende i depositi di fondovalle del T. Mea (A.R.P.A. - F.V.G., 2006).

Circuiti idrogeologici di tipo carsico sono presenti anche nelle formazioni calcaree del massiccio del M. Bernadia e dell'altopiano del M. Prat, nonché nei depositi conglomeratici miocenici e plio-quadernari nel bacino del Tagliamento. Tra le principali risorgenze alla base del M. Bernadia ricordiamo le sorgenti dai calcari a Torlano, in destra e sinistra del T. Cornappo, in passato utilizzate per

alimentare l'acquedotto e che presentano una portata cumulativa di 30-50 l/s (MOSETTI, 1989), ed il sistema carsico che collega l'abisso Vigant con la sorgente Pre Oreak, lungo il corso del Cornappo (Zoz in MUSCIO, 1996). L'altopiano del M. Prat rappresenta invece la zona di assorbimento delle acque che sgorgano in alcune sorgenti nella Val d'Arzino (TURCO in MUSCIO, 2001) e che alimentano parzialmente il Lago di Cornino nella valle del Tagliamento. Per quanto riguarda le sorgenti nei conglomerati plio-pleistocenici ricordiamo quelle captate nei conglomerati della rupe di Cesclans, presso Somplago.

1.2. – GLI ACQUIFERI DEL CAMPO DI OSOPPO-GEMONA

Tra Ospedaletto ed i rilievi morenici più interni dell'anfiteatro, a cavallo del fondovalle del Tagliamento, si estende il tratto più settentrionale dell'alta pianura friulana, il Campo di Osoppo-Gemona (Fig. 109). Il sottosuolo ospita importanti risorse idriche intensamente sfruttate per scopi idropotabili, industriali e zootecnici. Particolarmente importante per il ruolo strategico che riveste per il Friuli, è il campo acquedottistico di Molin del Bosso, i cui impianti sono in grado di estrarre oltre 1.800 litri di acqua al secondo e che rappresenta la principale fonte di alimentazione dell'acquedotto gestito dal Consorzio Acquedotto del Friuli Centrale.

Il substrato pre-quadernario rappresenta il principale limite idrogeologico delle falde contenute nel Campo di Osoppo-Gemona. Il settore settentrionale della valle sepolta del Tagliamento, a monte del sovrascorrimento Gemona-Kobarid, è inciso in rocce carbonatiche parzialmente carsificate, mentre quello centro-meridionale è modellato nelle torbiditi paleocenico-eoceniche e, localmente, in unità terzogene mioceniche. La morfologia della valle sepolta è stata ricostruita attraverso una serie di prospezioni geofisiche e di indagini dirette (OGS, 1981; GIORGETTI & STEFANINI S., 1989a; GIORGETTI *et alii*, 1995) che hanno messo in evidenza una serie di culminazioni e depressioni, che condizionano le direzioni delle correnti sotterranee di ricarica e di deflusso degli acquiferi e ne influenzano la loro parziale venuta a giorno lungo la linea delle risorgive. A NE della dorsale di Osoppo, tra Ospedaletto e la piana di Artegna, sono state riconosciute delle depressioni del substrato particolarmente interessanti per un eventuale sfruttamento di acque profonde. Le strutture dei serbatoi acquiferi del Campo di Osoppo-Gemona sono comunque abbastanza complesse a causa dell'eterogeneità dei sedimenti alluvionali e glaciali che le compongono.

Nei processi di ricarica la fonte di alimentazione principale è rappresentata dalle dispersioni laterali del Tagliamento. A questa vanno aggiunte: le precipitazioni efficaci, che comunque nel bilancio idrogeologico del sistema non superano il 20% degli afflussi totali (STEFANINI S. & CATANI, 1977); le infiltrazioni dei deflussi dei corsi d'acqua orientali che drenano i rilievi carbonatici, morenici e torbiditici; infine, nella parte settentrionale del campo, un contributo non ancora quantificato sembra legato a sorgenti carsiche sotterranee alimentate dai circuiti idrogeologici presenti nei massicci carbonatici che contornano la piana (STEFANINI S., 1987).

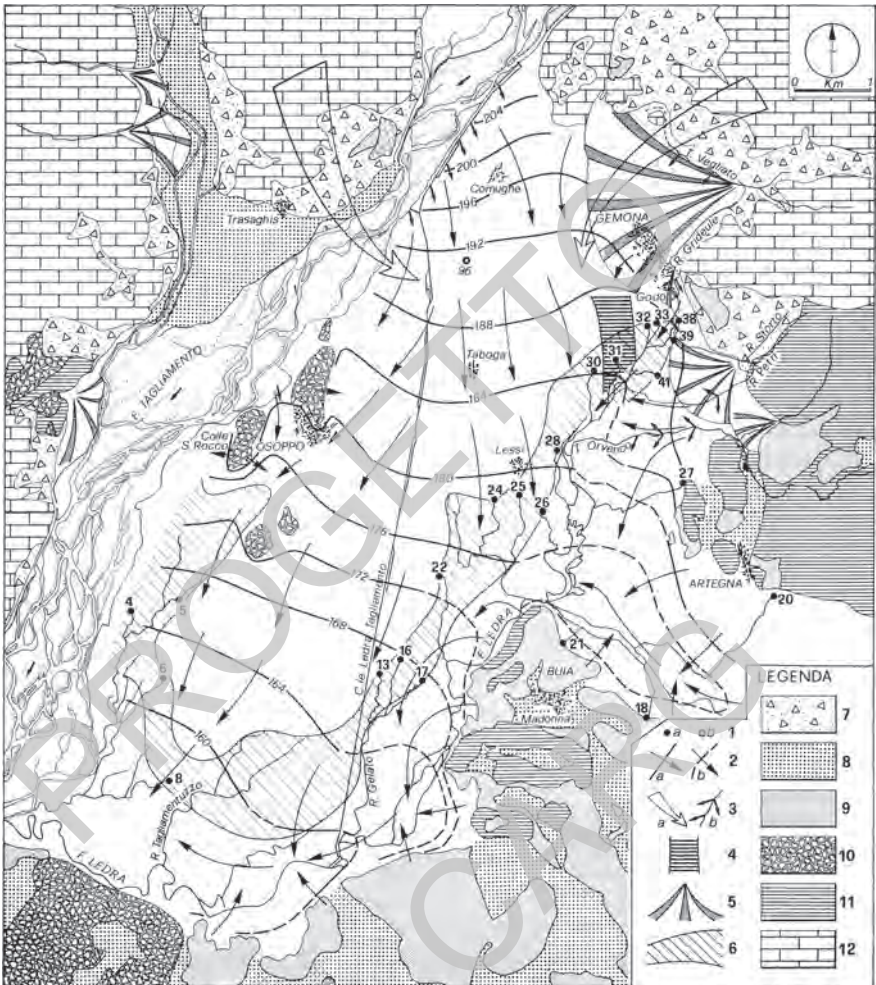


Fig.109 - Il Campo di Osoppo-Gemona e la piana di Artegna-Buia durante la fase di massimo impingimento della falda (da GIORGETTI & STEFANINI S., 1989b, modificato). Legenda: 1a) ubicazione dei campioni per determinare la provenienza delle acque; 1b) pozzo di riferimento dei livelli freatici; 2a) isofreatica e direzione della circolazione; 2b) isopieza e direzione della circolazione; 3a) ingressioni di acque profonde dai massicci carbonatici; 3b) tratti disperdenti dei corsi d'acqua; 4) zona di contatto delle acque freatiche connesse con il F. Tagliamento con quelle di parziale derivazione nord-orientale; 5) conoide alluvionale; 6) fascia di migrazione delle risorgive durante le fluttuazioni freatiche; 7) detrito di falda ed accumuli di frana; 8) alluvioni recenti ed attuali; 9) depositi glaciali; 10) conglomerati ed arenarie debolmente cementate; 11) torbiditi e "molasse"; 12) rocce carbonatiche.

Nei depositi quaternari della parte settentrionale e mediana del Campo di Osoppo è contenuto un acquifero freatico che raggiunge spessori dell'ordine dei 100 m. In profondità esso può differenziarsi in multifalda per l'intercalazione di corpi sedimentari con permeabilità più ridotta. Le acque freatiche superficiali dell'acquifero si muovono da N verso S e da NE verso SW in depositi con granulometria e permeabilità che tendono progressivamente a diminuire da monte verso valle (Fig. 109). A causa della presenza in superficie di depositi fini dei corsi d'acqua minori e di depositi palustri, l'acquifero diventa confinato e leggermente in pressione nella zona a margine dell'edificio morenico e nella zona di contatto con le falde della piana di Artegna-Buia. Nel settore centro-meridionale del Campo di Osoppo-Gemona le acque di falda vengono a giorno attraverso la "linea delle risorgive". I punti di risorgenza variano nello spazio a seconda dello stato di impingimento della falda e sono distribuiti lungo una fascia larga 250-300 m (Fig. 109).

La configurazione dell'acquifero fa sì che la soggiacenza dal p.c. della superficie freatica sia abbastanza contenuta: i valori massimi si registrano a nord di Osoppo dove, durante le fasi di magra, sono di poco superiori ai 10 m e diminuiscono a meno di 5 m durante le fasi di piena. La soggiacenza e l'escursione della superficie freatica diminuiscono progressivamente da monte verso valle fino ad annullarsi in corrispondenza della linea delle risorgive.

All'interno del Campo di Osoppo-Gemona GIORGETTI & STEFANINI S. (1989b) hanno distinto due Unità Idrogeologiche (UI), la UI del Campo di Osoppo in senso stretto e la UI della piana di Artegna-Buia. Le due UI sono geograficamente separate dal tratto iniziale del F. Ledra fino al colle di Buia, e idrogeologicamente distinte sulla base della provenienza delle acque di alimentazione e della struttura degli acquiferi in esse contenuti. Nel punto di contatto tra le due UI è situato il grande campo acquedottistico di Molin del Bosso.

2. – PERICOLOSITÀ IDROGEOLOGICHE

Il Foglio "Gemona" si estende per gran parte nel settore centrale del bacino idrografico montano del F. Tagliamento, mentre la parte orientale del Foglio ricade nell'alto bacino del T. Torre, tributario del F. Isonzo. In questi bacini si sono frequentemente verificate calamità idrogeologiche che hanno causato danni economici rilevanti e anche perdita di vite umane. La ricorrenza di questi eventi è dovuta al particolare regime pluviometrico che interessa la fascia alpina orientale friulana. Nelle Prealpi Carniche e Giulie, analogamente alla restante parte delle Alpi friulane, il massimo assoluto delle precipitazioni si registra in autunno con un massimo secondario in primavera. La collocazione geografica e la conformazione orografica della fascia prealpina in relazione all'andamento delle perturbazioni, fanno sì che in quest'area si verifichino precipitazioni medie annue tra le più elevate dell'intera catena alpina, che arrivano a superare i 3.000 mm (CESCHIA *et alii*, 1991; NORBIATO *et alii*, 2007). Nelle Alpi friulane sono inoltre relativamente frequenti eventi estremi caratterizzati da precipitazioni di durata ed estensione rela-

tivamente limitate, ma con intensità tali da mettere in crisi i bacini montani di piccole e medie dimensioni. Eventi di questo tipo si manifestano con una certa frequenza, ma la pericolosità idrogeologica resta normalmente confinata ai territori interessati dalle precipitazioni. Eventi estremi arealmente più estesi e con durate superiori hanno una ricorrenza inferiore rispetto ai precedenti: durante questi eventi nei bacini montani si registra un'intensificazione generalizzata dei fenomeni gravitativi, mentre nei corsi d'acqua si creano condizioni di criticità idraulica che spesso si traducono in danni alle strutture ed inondazioni non solo nei territori montani, ma anche in pianura, come avvenne in occasione dell'evento del 4 novembre del 1966.

2.1. – I DISSESTI NEI BACINI DI PICCOLA E MEDIA DIMENSIONE

Osservazioni e studi sugli eventi estremi verificatisi nei bacini montani friulani hanno evidenziato che con precipitazioni con altezza di pioggia cumulata nelle 24 ore dell'ordine di 200-250 mm, oppure superiore a 250 mm, si ha una probabilità del 65%, o, rispettivamente, la certezza che si verifichino calamità idrogeologiche (PARONUZZI, 1993). Generalmente i bacini di piccola e media dimensione sono messi in crisi da perturbazioni caratterizzate da nuclei in cui avvengono precipitazioni con intensità oraria che supera i 50 mm/h per durate di 1-6 ore. L'analisi statistica dei dati pluviometrici dimostra che il ripetersi di eventi di tale entità per ogni singola località ha generalmente lunghi tempi di ritorno (spesso anche molto superiori ai 100 anni). Tuttavia la casistica dimostra che nel bacino del Tagliamento la loro frequenza è molto elevata, tanto che calamità idrogeologiche si sono manifestate in aree diverse del bacino anche più volte nello stesso anno (ARATTANO *et alii*, 1991; PARONUZZI, 1993; AA.VV., 2005).

Di seguito si ricordano alcuni degli eventi alluvionali verificatisi in bacini di piccola e media dimensione che hanno coinvolto i territori compresi nel Foglio.

- Val Resia (ARATTANO *et alii*, 1991): piene con danni diffusi in occasione degli eventi del 22-23 settembre 1920, 23-25 settembre 1927, 9 ottobre 1933, 15 novembre 1940, 28 ottobre 1959, 7 settembre e 18 ottobre 1961, 2 settembre 1965, 4 novembre 1966, 5-7 aprile 1975, 13 ottobre 1976, 23-24 settembre 1990.
- Val Venzonassa (BAROZZI, 1859; STEFANINI S. *et alii*, 1979): il torrente è più volte esondato a monte della confluenza con il Tagliamento. In particolare si ricordano le alluvioni che hanno investito Venzone nel 1748, per cedimento di uno sbarramento da frana lungo il corso superiore del Venzonassa e quelle del 1-2 novembre 1851 e del 4 novembre del 1966, avvenute congiuntamente alle più disastrose piene del Tagliamento;
- il disalveamento del T. Orvenco a Salt di Artegna nell'ottobre 1556 (BAROZZI, 1859);
- le piene del T. But che in più occasioni (1632, 1808, 1851, 1882, 1920, 1935, 1966, 1975, 1990) hanno invaso Tolmezzo (PARONUZZI, 1993).

2.2. – LE PIENE DEL F. TAGLIAMENTO E DEL F. FELLA

Il F. Tagliamento, con una lunghezza di 178 km ed un'estensione totale del suo bacino idrografico di 2.871 kmq (2.293 kmq alla chiusura di Pinzano), è il più importante fiume friulano e rappresenta uno dei maggiori bacini delle Alpi orientali assieme a quelli del Piave e dell'Isonzo. Nel Foglio ricadono il tratto dell'alto Tagliamento compreso tra le confluenze del But e dell'Arzino ed il tratto finale del F. Fella, a valle della confluenza del T. Raccolana.

I principali invasi artificiali presenti nel bacino montano del Tagliamento sono quelli di Sauris, sul T. Lumiei (volume d'invaso: 70 milioni di mc; entrato in funzione nel 1948), e di Verzegnis, sul T. Ambiesta (volume dell'invaso: 3,9 milioni di mc; entrato in funzione nel 1957). In quest'ultimo confluiscano anche le acque captate dallo sbarramento di Caprizzi e da una serie di prese realizzate nel bacino del T. Degano; la restituzione finale delle captazioni avviene alla centrale di Somplago. Questi impianti, concepiti prevalentemente per produzione di energia elettrica, permettono una parziale regimazione del corso vallivo del Tagliamento, ma non sono molto influenti ai fini della salvaguardia dei territori di pianura dagli eventi di piena eccezionali.

Lungo l'alveo del Tagliamento, a Ospedaletto, vi è inoltre l'opera di presa principale del canale Ledra-Tagliamento, sistema idraulico utilizzato per scopi irrigui ed idroelettrici ed inaugurato nel 1881. Il canale, che più a valle adduce anche le acque dal rio Gelato e dal F. Ledra, è in grado di distogliere dal Tagliamento una portata massima di poco superiore ai 20 mc/s.

Nei tratti compresi nel Foglio sia il Tagliamento che il Fella scorrono in fondovalle ampi, il loro alveo attivo è allo stesso livello o debolmente inciso rispetto alle vaste aree golenali che sono state in parte antropizzate e difese da arginature realizzate a partire dalla metà del 1800. Gli alvei del Tagliamento e del Fella hanno pendenze inferiori all'1% e larghezza che, pur mantenendosi mediamente attorno ai 4-500 m, varia lungo lo sviluppo passando da meno di 200 m, come a Pioverno, a oltre 1 km in corrispondenza del Campo di Osoppo per poi tornare a ridursi a 180 m nella forra di Pinzano. L'apporto detritico fornito dal bacino montano è elevato, di conseguenza Tagliamento e Fella, che hanno un regime delle portate di tipo torrentizio, sono caratterizzati da greti costituiti in prevalenza da ghiaie e da blocchi, che hanno una morfologia a canali intrecciati, con isole fluviali e un indice di intrecciamento elevato (SURIAN, 2006).

A Pioverno (estensione del bacino sotteso di 1.866 kmq, di cui 710 kmq del sottobacino del Fella) le portate medie annue del Tagliamento sono di 91 mc/s. Come prima osservato, la ricorrenza di eventi alluvionali dovuti a precipitazioni con intensità oraria elevata, prolungate ed estese all'intero bacino montano del Tagliamento, è decisamente minore rispetto a quella dovuta ad eventi di pioggia intensa, ma localizzata. Nonostante ciò, le cronache citano una lunga serie di catastrofi per cause idrogeologiche lungo il corso del Tagliamento e del Fella.

In alcuni casi gli effetti delle piene sono stati amplificati da concause legate soprattutto a fenomeni franosi: tra gli episodi più drammatici ricordiamo le piene

del 4 e del 20 ottobre 1692. In quelle occasioni si verificarono due onde di piena cariche di detriti conseguenti a due successivi cedimenti dello sbarramento di un lago per frana. Esso si era formato sull'alto corso del Tagliamento, a monte alla disastrosa frana avvenuta il 14 agosto dello stesso anno all'altezza di Priuso (frana di Buarte, CORSI, 1969).

Anche durante l'evento alluvionale del 2 novembre 1851 il cedimento di uno sbarramento provocato da una frana avvenuta lungo l'alto corso del Fella, determinò il rilascio improvviso di una notevole massa d'acqua che andò ad unirsi a quella del Tagliamento, che si trovava in condizioni idrauliche già critiche. Questo evento viene ricordato come il più disastroso del XIX secolo, i danni che provocò furono ingenti su tutto il corso del fiume (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2004).

Prima della costruzione degli argini a protezione delle aree golenali, le piene del Tagliamento e del Fella, oltre ai danni alle strutture esistenti, hanno spesso provocato l'inondazione della zona di Tolmezzo e del Campo di Osoppo. Per Tolmezzo ricordiamo gli eventi del: 1632; 1808; 1823; 2 novembre 1851; 23 ottobre 1882. Per quanto riguarda il Campo di Osoppo: eventi del 1430; 1440; 1574; 4 ottobre 1692; 2 novembre 1851. In particolare, in occasione di questi ultimi due eventi le acque di piena defluirono verso la pianura attraverso la valle del T. Corno.

A partire dalla fine del 1800, con la costruzione dei corpi arginali tra Tolmezzo e Cimano, le esondazioni del Tagliamento nei territori a margine sono diminuite, ma il confinamento delle portate di piena all'interno delle arginature ha comportato un aumento del rischio idraulico nei territori della bassa pianura (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2004). Infatti, gli eventi di piena verificatisi nel XX secolo, tra i più catastrofici dei quali ricordiamo quelli del 1935, del 2 settembre 1965 e, soprattutto, del 4 novembre 1966, hanno sì provocato nel tratto medio allagamenti e danni a ponti ed argini, erosione e deposizione di detriti che hanno modificato la morfologia dell'alveo, sovralluvionamento nei punti di confluenza dei conoidi laterali. Ma le catastrofi più gravi, anche con numerose vittime oltre ai danni, sono avvenute sui territori attraversati dal tratto finale del corso d'acqua.

La piena del 4 novembre 1966 è ritenuta per altezze idrometriche (altezza al colmo all'idrometro di Latisana: 10,60 m) e portate (portate stimate rispettivamente a Pinzano e Latisana: 4.400 e 4.000 mc/s), la maggiore piena del Tagliamento verificatasi negli ultimi due secoli ed è stata presa come piena di riferimento per il dimensionamento delle opere di protezione idraulica, attribuendole un tempo di ritorno di 100 anni (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2004). L'evento investì soprattutto il settore carnico del bacino montano del Tagliamento, dove le intense precipitazioni avvenute il 3 e 4 novembre 1966 comportarono gravi dissesti idrogeologici. Il Tagliamento ed alcuni dei suoi principali affluenti esondarono provocando l'allagamento dei territori di Tolmezzo e Venzone. In quest'occasione la portata al colmo del Tagliamento a Pioverno da Autori diversi fu stimata tra i 3600 e i 4.500 mc/s (STEFANINI S. *et alii*, 1979).

Per quanto le piene del F. Fella abbiano interessato in maniera marginale i territori compresi nel Foglio, per la drammaticità delle situazioni venutesi a creare anche durante l'evento del 29 agosto 2003 non si può trascurare di ricordare alcuni degli eventi che hanno ripetutamente investito il bacino del Fella. Tra questi sono state particolarmente drammatiche le piene del 1-2 novembre 1851, durante la quale si verificò la frana di Saletti; del 22-23 settembre 1920; del 22 novembre 1926, che determinò il crollo del ponte di Moggio, già distrutto durante la piena del 1882; del 2 settembre 1965; del 3-4 novembre 1966, durante il quale però non si raggiunsero le condizioni estreme verificatesi in Carnia; del 5-7 aprile 1975. A questi vanno aggiunti i più recenti eventi del 23-24 settembre 1990, 27 novembre 1991, 21-22 giugno 1996, 29 agosto 2003 che, sebbene legati a precipitazioni di intensità eccezionale, ma relativamente brevi e circoscritte, ebbero comunque conseguenze disastrose anche lungo l'asta del Fella.

2.3. – LE PIENE DEL T. TORRE

Il Torre è il più importante affluente dell'Isonzo in territorio italiano, il suo bacino idrografico ha una superficie totale di 1.060 kmq che si estende per circa 2/3 nel territorio montano e collinare delle Prealpi Giulie. Il regime delle portate del Torre è di tipo torrentizio e dipende direttamente da quello delle precipitazioni che presentano i caratteri già esposti in precedenza. Nel Foglio è compreso l'alto corso del Torre che nel suo tratto iniziale fino a Pradielis scorre profondamente incassato ed ha pendenza ed alveo tipici di un torrente montano. Da Pradielis fino a Vedronza la valle si allarga ed il Torre scorre leggermente incassato rispetto ai terrazzi che lo contornano. Tra Vedronza e la cascata di Crosis, dove nel 1900 è stata costruita una delle prime dighe italiane per scopi idroelettrici, il torrente torna a scorrere in una profonda e stretta valle. Da Crosis inizia il tratto medio vallivo del Torre, che attraversa Tarcento in un alveo monocursale relativamente stretto e compreso tra scarpate di terrazzo in parte rivestite artificialmente. A valle di Tarcento l'alveo si allarga e risulta solo debolmente incassato rispetto ai terrazzi a margine.

Il T. Torre è il corso d'acqua che storicamente, con esondazioni e disalveamenti, ha creato maggiori problemi dal punto di vista idraulico nell'alta pianura friulana orientale, coinvolgendo più volte la stessa città di Udine (COMEL, 1954). Le notizie storiche sugli eventi di piena che hanno colpito l'alto bacino del Torre sono alquanto carenti; tra le piene più disastrose che coinvolsero i territori del Foglio ricordiamo quelle dell'1-2 novembre 1851 e del 20-21 settembre 1920, che vide le conseguenze peggiori nei territori di pianura. Il 26 settembre 1991, le piene del Torre e del Cornappo hanno provocato danni ed esondazioni a Lusevera, Tarcento e Nimis. Secondo le stime dell'AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE (1994), gli eventi di piena eccezionale con tempo di ritorno di 100 anni sono caratterizzati da portate al colmo di circa 600 mc/s a Tarcento (bacino sotteso 86.2 km²) e di quasi 800 mc/s in corrispondenza della traversa di Zompitta (bacino sotteso: 166.6 km²).

3. – FRANOSITÀ

Su almeno 3/4 del territorio montano del Foglio affiorano rocce carbonatiche, che sono pervasivamente suddivise per fratturazione. Questo fatto, unito all'elevata piovosità della regione, alla sismicità e ad un'acclività dei versanti per lo più rilevante, fa sì che le frane per crollo e/o per ribaltamento siano particolarmente diffuse. In occasione del sisma del 6 maggio 1976 questa caratteristica del territorio ha avuto un risalto impressionante (Fig. 110), con oltre 10.000 frane di questo tipo prodotte dalla sequenza sismica fra maggio e settembre '76 solo nell'area epicentrale (GOVI & SORZANA, 1977).

Le unità ruditiche pliocenico-pleistoceniche (AME, AME_a e OSP; CCX e CCX_a; AZO e AZO_a) sia per l'eterogeneità litologica intrinseca sia per i sistemi di fratture e faglie che li suddividono, sono caratterizzate da una franosità per crollo



Fig. 110 - Le nuvole di polvere prodotte dall'impatto e dal rotolamento di un gran numero di massi mobilizzati per crollo e per ribaltamento durante l'evento del 15 settembre 1976, ore 11.23 ($M_w = 5.9$ secondo il catalogo CPT111). Base del versante meridionale del M. S. Simeone, visto dalla tendopoli di Interneppo.



Fig. 111a - Frana per ribaltamento e per crollo nelle breccie carbonatiche AZO_n, avvenuta a Braulins il 9.05.1976 in occasione di una replica di Mw=5.3. Volume del masso più sopravanzato: 230 mc.

Fig. 111b - Particolare del piede dell'accumulo: al centro si intravedono le macerie di un edificio "piallato" dai blocchi.

o per ribaltamento particolarmente elevata, con massi che raggiungono alcune centinaia di mc. I terremoti di maggio-settembre 1976 vi hanno prodotto frane imponenti, come a Braulins (Figg. 111a e 111b) ed a Portis (Fig. 112a e 112b).

Sempre nel territorio con i rilievi in rocce carbonatiche, le frane per scorrimento planare sono scarse (circa il 10% del totale) e di regola di limitate dimensioni anche in occasione della sequenza sismica del 1976. Eccezione importante la frana olocenica del M. Tanasavagio nell'alta Valle del Torre, che ha formato un lago di sbarramento colmatosi in circa 4.000 anni (v. sez. 7.3).

Nel settore sud-orientale del Foglio, dominato dalle successioni torbiditiche, sono frequenti scorrimenti sia planari che rotazionali di modesta estensione che si sviluppano nelle coperture eluvio-colluviali e detritiche e nelle porzioni a stratificazione sottile e/o con più abbondante percentuale di livelli marnosi. Nei livelli di breccie e calcareniti sono altrettanto comuni i crolli litoidi, anche in questo caso con volumi che raramente superano la decina di mc.

3.1. – DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)

Il versante occidentale del M. S. Simeone (Fig. 113), quello orientale del gruppo del M. Brancot (Fig. 114), i versanti della Valle del Rio Resartico e quello settentrionale del M. Plagna che sovrasta la Valle del F. Fella sono interessati da dissesti assimilabili a piccoli DGPV. Essi corrispondono a settori di versanti a forte acclività in rocce carbonatiche, che si muovono lungo superfici di origine tettonica (anche faglie attive del sistema Idrija-Ampezzo). Il distacco è evidenziato da trincee e da contropendenze che si aprono nella parte apicale (Fig. 115).



Fig. 112a - L'abitato di Portis, in sinistra della Valle del Tagliamento, all'inizio degli anni '70, al piede del versante occidentale del M. Somp Selve. Si noti l'estensione della falda detritica, completamente boscata, al piede della "Rupe di Portis" (al centro, v. Fig. 69), formata dalle breccie AZO_a; dalla vegetazione che riveste la falda emergono vari giganteschi massi prodotti da precedenti frane.



Fig. 112b - Il versante di Cima Somp Selve dopo il sisma del 6.05.1976. Massi di breccie di oltre 120 mc della "frana di Punta di Sopra Castello" (la seconda da sinistra) hanno attraversato la parte superiore di Portis, ora abbandonata, raggiungendo la S.S. 13 "Pontebbana". I coni detritici alle estremità della foto sono alimentati da frane di crollo in rocce carbonatiche fortemente fratturate. La striscia bianca suborizzontale, che taglia l'abitato, corrisponde all'argine paramassi in costruzione.



Fig. 113 - *Trincea sul versante occidentale del M. S. Simeone.*



Fig. 114 - *DGPV sul versante orientale del M. Brancot. Le frecce indicano le trincee sommitali.*

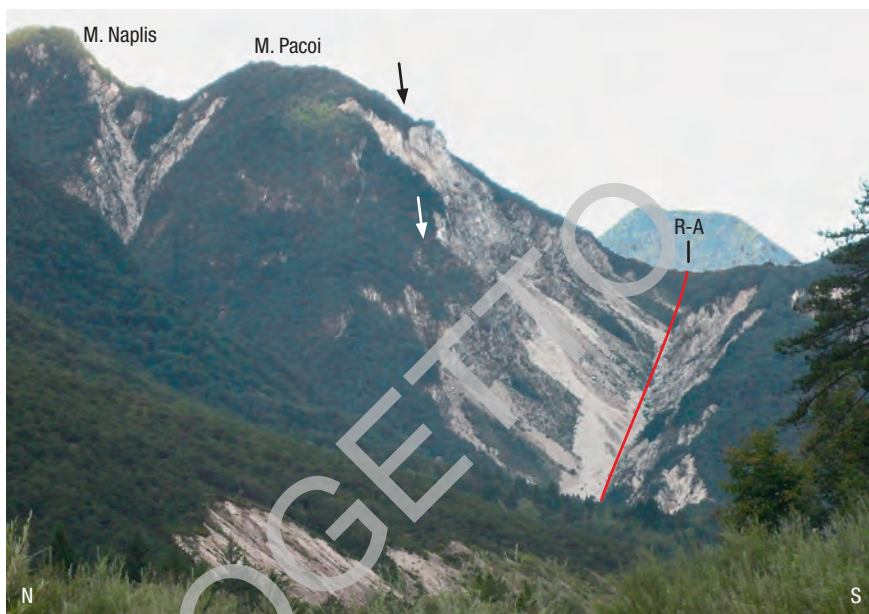


Fig. 115 - La figura rappresenta un'area della bassa Val Resia (versante sinistro), che esemplifica la situazione di criticità ambientale che caratterizza l'area montana del Foglio (e carnica in generale), dovuta alla concorrenza di fattori endogeni ed esogeni. Tra i primi rientra la sismicità e l'attività anche cosismica delle faglie del sistema Idrija-Ampezzo, qui rappresentate dalla Resiutta-Ponte Avons (R-A), attualmente quella con maggiori evidenze di attività, e da un fasceo di trascorrenti sintetiche che si originano nella testata della valle del Rio Pecol de frane (tra i monti Napolis e Pacoi). Ne deriva una generale instabilità dei versanti (qui tutti in DPR e DPR₁), con formazione di piccoli DGPV (le frecce indicano le trincee sommitali) e di continui e diffusi crolli fraindi, che formano vasti e potenti accumuli al piede dei ripidi versanti. A loro volta, le frequenti precipitazioni intense e concentrate innescano colate detritiche lungo i canali e sulle falde detritiche: le fasce bianche evidenziano quelle avvenute durante l'evento del 4.9.2009; i detriti delle colate che hanno raggiunto i torrenti sono stati mobilizzati fino alla confluenza con il Torrente Resia, con drastico incremento della sua portata solida.

4. – COLATE DETRITICHE

Nell'analisi della pericolosità idrogeologica del territorio montano del Foglio vanno compresi anche i *debris flow*. Di regola, in occasione di eventi estremi di pioggia, il detrito presente all'interno di canali e di piccoli bacini, nonché degli ampi conoidi detritici lungo i fianchi dei monti S. Simeone, Amariana, Plauris, Chiampon e Musi e sul versante sinistro della Val Resia, viene mobilizzato con effetti disastrosi. La formazione dei *debris flow* è innescata dalle precipitazioni, ma è anche legata a vari fattori predisponenti tra cui alcuni prettamente geologici come l'assetto geolitologico e strutturale, la geomorfologia, la presenza di dissesti già in atto all'interno dei bacini (Fig. 115). In merito a quest'ultimo aspetto è stato

osservato che posteriormente alla sequenza sismica del 1976 la propensione al dissesto dei bacini montani del Friuli orientale è notevolmente aumentata a causa dell'incrementata instabilità dei versanti in roccia e degli accumuli di detriti sciolti dovuti alle numerose frane di crollo (cfr. Fig. 110) verificatesi sui versanti in seguito all'evento sismico (QUERINI, 1986). Alcuni esempi di *debris flow* che hanno mobilizzato accumuli di frane di crollo/ribaltamento provocate dal sisma, sono quelli che si sono verificati nel 1976 e negli anni successivi sul T. Vegliato presso Gemona (QUERINI, 1986; COCCOLO & SGOBINO, 1996), sul rio Resartico (AA.VV., 2005) e sul Rio Citate dei Rivoli Bianchi di Amaro (QUERINI, 1986).

Talora l'innesco dei *debris flow*, oltre che alle precipitazioni, è stato attribuito anche all'azione impulsiva di frane di crollo staccatesi dai versanti soprastanti gli accumuli detritici, come è stato accertato per alcuni flussi detritici verificatesi tra Pontebba e Venzone in occasione dell'evento del 21-22 giugno 1996 (PARONUZZI *et alii*, 1998).

IX – EXTENDED ABSTRACT

The “Gemona del Friuli” sheet in the eastern Southalpine chain. In the present cinematic framework of the Alps-Apennine system, the “Gemona del Friuli” sheet is located in the eastern sector of the eastern Southalpine chain (ESC) (Fig. 2), a SE-SEE verging thrust-fold system in evolution from the latest Oligocene to the Present. On the whole, the ESC is part of the northern sector of the Adria microplate and represents a back-verging chain in respect to the Alpine chain (see SCHMIDT *et alii*, 2004 and ref. therein). To the north, the ESC is separated from the Austroalpine domain from the Periadriatic Lineament (LP in Fig. 2). To the west, the ESC is bordered by the Trento-Cles, Calisio and Schio-Vicenza faults (respectively TC, CS and SV in Fig. 2), a strike-slip system with complex trend and geometries (see ZAMPIERI *et alii*, 2003) with sinistral offset from the Messinian. The TC fault separates, with a wide transition belt, the ESC from the Giudicarie system and the central Southern Alps; the SV fault divides the external sector of the ESC and the related foreland from the northern Apennine foreland. The morphological expression of this latter is represented by the Lessini Mounts with the Berici and Euganean hills and the western Venetian Plain.

To the east, in the W-Slovenia, the ESC is displaced by two regional dextral strike-slip fault systems: the Fella-Sava fault (FS), WNW-ESE striking, active since the middle Miocene (VRABEC & FODOR, 2006) and the NW-SE Idrija strike-slip system (IA = Idrija-Ampezzo master fault in Fig. 2), active since the Pliocene (e.g., VRABEC & FODOR, 2006). In the Italian side the Fella-Sava fault has been normally interpreted, also in the recent literature (i.e. CARULLI, 2006; VENTURINI C., 2009) as a thrust or, alternatively, as a S-verging or N-verging reverse fault, with local strike-slip or transpressive components. From new geological and structural surveys (POLI & ZANFERRARI, unpublished data), the whole Fella-Sava is a dextral strike-slip system, with several associated transpressive and transtensive structures. Concerning

the dextral strike-slip system of Idrija, it has been already known (MLAKAR, 1964; PLACER, 1982; POLIAK, 1986; VRABEC, 1994) and well mapped in the official geological maps at the scale 1:100.000 of the S.F.R.J., in particular in the sheets Gorica (BUSER, 1968), Kranj (GRAD & FERIANČIČ, 1974), Postojna (BUSER *et alii*, 1967), Tolmin in Vdem (BUSER, 1987a). In the Italian side this system, which had not been recognized yet (see CARULLI, 2006; VENTURINI C., 2009), has been revealed by the “Gemona del Friuli” sheet geological survey and from further survey of the surrounding region (POLI & ZANFERRARI, 2011; ZANFERRARI & POLI, 2011). As for the Slovenian side, it is a broad anastomosed dextral strike-slip system with several associated transpressive and transtensive structures. The master fault, namely Idrija-Ampezzo, spreads into the upper Tagliamento valley with a N110° strike. In Fig. 1 f.t. and in the profiles A-A', C-C' and F-F' of the geological sheet, the size of the deformations connected to the Idrija-Ampezzo system can be assessed.

The structural inheritance. The present architecture of the ESC is affected by structural inheritances of Mesozoic extensional tectonics and palaeogeography (Carnic-Slovenian Basin and Dinaric-Friulian Carbonate Platform): the inversion of Mesozoic NW-SE trending normal faults by means Upper Cretaceous-Upper Eocene Dinaric thrusts is common. Moreover, a greater influence have had the Upper Cretaceous to Upper Eocene Dinaric tectonic units, which extend from Slovenia to eastern Dolomites (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987). Most of the Neoalpine thrusts (Serravallian to Present in age) reutilize moving toward SE-SSE the low-angle WSW-verging Dinaric thrust faults.

The Variscan basement. In the Friulian region the Variscan metamorphic basement (lower greenschist facies) crops out in a confined area westwards from the Valsugana - Val Bortaglia fault. The protoliths of the metamorphic rocks are middle Cambrian to lower-?middle Devonian in age (KALVACHEVA *et alii*, 1986; POLI & ZANFERRARI, 1992; 1995). Out of this area the Variscan basement is made of Palaeozoic non- or anchi-metamorphic successions (Caradocian-Bashkirian). These crop out northwards of the Fella-Sava fault in the central-eastern Carnic Alps (VENTURINI C., 1990; VENTURINI C. *et alii*, 2002) where they made the Variscan Palaeocarnic chain and its late-orogenic cover (Moscovian *p.p.* - Artinskian). From the Fella-Sava fault this basement extends southwards in the deep: it was detected as “magnetic basement” in AGIP aeromagnetic survey (CATI *et alii*, 1989a). The aeromagnetic survey defined the depth and the trend of the top of the magnetic basement (Fig. 3): the depth from the sea-level varies from 8.1 km below the present Adriatic shoreline, to more than 11 km below Gemona del Friuli. Northward it rises to 7.5 km along the northern border of the geological sheet. Up to now this fact has been ascribed to the underthrusting of the foreland under the Southalpine thrust systems. Because the step of the magnetic basement matches with the extension of the Idrija-Ampezzo fault in the depth, it can be better inferred as the result of the transpression along the system.

Mesozoic evolution: the Upper Triassic shelf, the Friulian-Dinaric carbonate Platform, the Carnic-Slovenian Basin. From the Upper Permian to the Cretaceous the Carnic-Slovenian region had been part of the African passive margin and

affected by extensional and transtensional tectonics, which led to the spread of the Tethys ocean. This caused the deposition of the classic passive margin succession “red sandstones - evaporites - carbonates” and the formation of structural highs with shelf carbonates separated by basin with different extension and depth. The Alpine succession in the Carnic area starts with the Tarvisio Breccia (Upper Permian), reached by the Amanda 1 bis well (location in Fig. 3) at the depth of 7.070-7.130 m b.s.l., and/or with the Sesto Conglomerate and Val Gardena Sandstone. The Permian-Triassic succession is the well known one of the Carnic-Dolomitic area (ANTONELLI *et alii*, 1990; CARULLI *et alii*, 1998; 2000a; 2000b; 2003; VAI *et alii*, 2002; VENTURINI C., 1990; and ref. therein). In this succession two evaporitic-carbonate units are enclosed giving rise to the two main regional detachment horizons (see Fig. 1 f.t.): the Bellerophon Formation (Upper Permian) and the Travenanzes Formation (previously Raibl Fm., Upper Carnian).

During the middle Triassic, the palaeogeography of the Carnic area was characterised by a series of carbonate platforms and basins, showing a high mobility. In the nearby Slovenian area a larger basin - the Slovenian Basin (BUSER, 1989) - developed at the end of the Anisian and during the Ladinian. It extended during the Late Triassic in the Carnic area including the northern-central part of the “Gemona del Friuli” sheet during the Lower Jurassic (Fig. 4).

The stratigraphic succession of the “Gemona del Friuli” geological sheet starts with the top of the Sciliar Fm. (Ladinian), related to the carbonate topographic highs of the middle Triassic. During the Carnian the sedimentation was characterised by noteworthy facies and thickness variations, both vertical and lateral (the Val Degano, Heiligkreuz and Travenanzes formations.).

The Upper Triassic - Lower Jurassic platform: growth and drown. During the late Carnian, over the Travenanzes Fm. established the wide peritidal platform of the Dolomia Principale (Upper Carnian *p.p.* - Rhaetian *p.p.*). During the Norian *p.p.* (Sevatian), an euxinic episode was registered and the dolomia del Resartico Member (DPR₁) was formed. The shelf carbonate sedimentation went on during the Rhaetian with the Dachstein Limestone, partially still characterised by peritidal cycles. From the end of the Rhaetian and the early Jurassic, the carbonate platform was affected by a long drowning phase with many pulses. The Slovenian Basin spread out in the northern sector of the geological sheet also where the Sovrzenne Fm. (Lower Jurassic) was settled. Two units were recognised: SOV_a located in the proximal sector of the slope and heteropic with the shelf limestones of the Early Jurassic (M. Zugna Fm.), and the SOV_b, the classic micritic-cherty unit of distal slope and basin. In the remaining part of the “Gemona del Friuli” sheet the carbonate sedimentation continued with the open shelf of the Calcari Grigi Group, here represented only by the lower unit: the M. Zugna Fm. (Hettangian-Pliensbachian). Within the area of the geologic sheet, the maximum thickness of the shelf successions (Dolomia Principale, Dachstein limestone and M. Zugna Fm.) reaches 2.400 m; probably this is a deceitful thickness, caused by Dinaric pervasive deformations (see figures 81a and 81b). At the end of the Lower Jurassic the carbonate platform survived only in the southern sector of the geological sheet.

The drowning took place along NW-SE and NE-SW faults. Palaeofaults, with related fault-scarp breccias, rapid facies transitions and thickness variations, sometimes with secondary dolomitization, characterize the Upper Triassic and Jurassic units. All that suggests a synsedimentary extensional tectonic activity during the Norian-Rhaetian and Lower-middle Jurassic transitions.

The Friulian-Dinaric carbonate Platform and the Carnic-Slovenian Basin.

The Jurassic-Cretaceous palaeogeography in the area of the geological sheet was set up definitively during the Middle Jurassic into two systems (Fig. 4).

1. The Friulian carbonate Platform (CATI *et alii*, 1989b), which crops out in the southern part of the geological sheet. Because it represents the western part of the Dinaric carbonate Platform (see OGORELEC 2011 and ref. therein), here we refer to “Friulian-Dinaric carbonate Platform” (FDCP; PCFD in the Italian version).

2. The Slovenian slope-basin system that borders the FDCP to the north and northeast. Concerning the Jurassic-Cretaceous palaeogeography, the Slovenian Basin is joined with the Carnic one in the “Carnic-Slovenian Basin” (CSB, BSC in the Italian version).

In the Friulian foreland the projection of the carbonate platform edge on the surface is indicated in figures 3 and 4. The edge was interested by repeated progradation and backstepping (CATI *et alii*, 1989b). The characteristic step-trend of the FDCP margin in plan view (Fig. 4) shows the setting of the FDCP-CSB-Belluno basin system in a tectonic framework dominated by NW-SE extensional faults segmented by NE-SW strike-slip or transtensional faults (in current coordinates). The outcropping FDCP formations (documented also in the Bernadia 1 well) are: the Ellipsactiniaie Limestones (Oxfordian-Tithonian), the Cellina Limestone (Kimmeridgian-Albian *p.p.*) and the M. Cavallo Limestone (Albian *p.p.* - Upper Cenomanian/?Turonian). The presence of the Ellipsactiniaie Limestones and the relative relations with the *Cellina Limestone*, as well as those with the underlying Fonzaso Fm., indicate that in the geological sheet were a relatively marginal sector of the FDCP towards its slope.

The FDCP is surrounded by a basin domain, traditionally subdivided in: the Slovenian Basin, developed during the Ladinian (BUSER, 1989); the Carnic Basin, opened during the Norian (PODDA & PONTON, 1997); the Belluno Basin, whose formation is ascribed to the Early Jurassic (BOSELLINI *et alii*, 1981). In the Friuli sector the FDCP developed during the Early Jurassic over less subsident blocks. A fundamental subsidence peak occurred between the Late Oxfordian and the Early Kimmeridgian (0,25 mm/a), which caused a rapid, 1 km thick, aggradation of the FDCP and a consequent underfeeding of the Belluno Basin: this reached a bathymetry of about 1.400 m (FANTONI *et alii*, 2002). This evolution, that had been persistent till the Upper Cretaceous, allowed the carbonate sedimentation of about 2,5-3 km from the middle Jurassic to the end of the Cretaceous. The overall thicknesses of the Jurassic-Cretaceous basin formations are generally around some hundreds of meters. The differences in thickness of these latter are substantial, and related to the position of the considered section within the slope-basin system *versus* the edge of the carbonate platform. An unusual case is the 30

m thick unit of Casera S. Simeone (Pliensbachian *p.p.* - Cenomanian), likely located in a by-pass slope.

The formations related to the CSB in the area of the geological sheet are: the Fanes Piccola Encrinite (Pliensbachian *p.p.* - Bathonian *p.p.*), the Vajont Limestone (Bathonian *p.p.*), the Fonzaso Fm. (Late Bathonian - Early Kimmeridgian), the Rosso Ammonitico Veronese (Kimmeridgian - Early Tithonian), the Maiolica (previously “Biancone”, Late Tithonian - Barremian), the Scaglia Variegata Alpina (Aptian - Cenomanian), the already cited Thinned succession of Casera S. Simeone, the Scaglia Rossa Friulana (Turonian- Maastrichtian *p.p.*). All the considered formations contain in different amounts calciclastic elements reworked from the FDCP. Starting from the Campanian, in the *Scaglia Rossa Friulana* (SRF) these supplies became mostly coarse (SRF_a) because related to the WSW-propagation of the Dinaric thrust-system. This process gave rise to stairs of normal faults, lowered to the NE and to the tectonic erosion of the eastern edge of the FDCP.

Upper-Cretaceous and Palaeogene evolution: the Dinaric thrust belt - fore-deep system; the death of the FDCP. During the Early Senonian the part of the CSB located in the Bovec-Tolmin area (western Slovenia) had been interested by turbiditic sedimentation related to the growth of the external Dinaric chain (COUSIN, 1981; OGORELEC, 2011 and references therein). In the area of the “Gemona del Friuli” sheet the turbidites are represented by the *Valle Ucceca Flysch* (Campanian *p.p.* - Maastrichtian *p.p.*), which was settled on the *Scaglia Rossa Friulana*, or unconformably over the Triassic-Jurassic bedrock in the M. Amariana, M. San Simeone, Venzone and Trasaghis tectonic units. In these tectonic units (see Fig. 80 for location) the *Valle Ucceca Flysch*, that here represents a typical distal turbiditic succession, is the youngest formation and operates as a basal detachment horizon of Dinaric thrusts. At the same time the part of the Slovenian Basin, located between the Isonzo/So a valley and the area of the sheet, became part of the Dinaric foredeep. In the migration towards WSW of the Dinaric thrust system from the Late Cretaceous and the Early Eocene (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987), the depocenter of the foredeep migrated till the Tolmezzo meridian (see Fig. 2 for location). In detail, during the Palaeocene - Early Eocene, the foredeep extended over the sank FDCP, or, alternatively, over a new thin (about 100 m in the Cargnacco 1 well: VENTURINI S., 2002) carbonate shelf developed during the middle Palaeocene - Early Eocene. This shelf acted as source area of macroforaminifera and carbonate debris reworked in the Grivò Flysch and, in minor amount, in the Savorgnano Marls and Sandstones. In the central-eastern Friulian region (in the study area as well) the Dinaric tectonics forced the deposition of about 2.500 m turbiditic wedge, represented by the Grivò Flysch (Upper Selandian - Ypresian *p.p.*) and the Savorgnano Marls and Sandstones (Ypresian *p.p.*).

Concerning the last phases and the death of the FDCP during the Late Cretaceous, in the Friulian area it was characterised during Senonian by a diachronic tilting from the east to the west. The relative rise determined subaerial erosion and karst emplacement (see geologic section B-B' in the sheet). The rise is ascribed to

the position of the FDCP on the peripheral bulge of the WSW migration of the Dinaric thrust belt. Westwards from the “Gemona del Friuli” sheet, the FDCP as peripheral bulge, and the consequent subaerial erosion and karstification of its western margin towards the Belluno Basin, took place later, during the Early Maastrichtian - Middle Palaeocene *p.p.* (e.g. IACCARINO & ROVERI, 1964).

During the Campanian *p.p.* - Maastrichtian the westwards migration of the Dinaric thrust-front caused a progressive and diachronic sink of the palaeosurface of the FDCP, including the tectonic erosion of the slope and of the eastern sectors of the FDCP itself. These tatters were interested by a staircase of normal faults, along which a huge amount of breccias, typically interbedded within the *Scaglia Rossa Friulana* (see Fig. 39 and 40), and megabreccias (e.g.: “Montefosca breccia” of the Upper Campanian) were settled. The climax of this process happened during the Late Palaeocene - Ypresian *p.p.* when the Masarolis Flysch (Selandian *p.p.*) and Grivò Flysch (Upper Selandian - Ypresian *p.p.*) were sedimented. The diachronous sinking can be appreciated in the tectonic units of eastern sector of the sheet (M. Bernadia and M. Cladis), where it took place during the Campanian-Maastrichtian. This fact is testified by NW-SE trending normal faults, and the related breccia bodies containing Cretaceous limestones in marly matrix of the Late Campanian-Maastrichtian age. Maastrichtian hemipelagites in *Scaglia Rossa* facies are locally interbedded. In the Ledrania unit (see Fig. 80 for location), located in the western fringe of the sheet, the sinking happened during the middle and Late Palaeocene: the *Scaglia Rossa* is lacking and on the Malm - Lower Cretaceous limestones some hundreds of meters of Grivò Flysch were piled. This latter is here characterised by sometimes graded calcirudites and calcarenites, and by olistolithes of Cretaceous shelf, with few siliciclastic-carbonate turbiditic megabeds interbedded. Finally, from the Late Palaeocene to the Late Eocene, the PCDF was involved in the most external Dinaric thrusts, including the Palmanova one. These thrusts cut the FDCP in many portions, often with the inversion of the Upper Cretaceous - Palaeocene normal faults (see geological sections B-B' and E-E' and the sketch of the stratigraphic relationships” in the sheet).

The overlapping of the Dinaric tectonic units over the FDCP caused the sinking of all the remaining western sector. Two turbiditic basin took place (Fig. 5):

- to the east, the Dinaric foredeep *s.s.* became a piggy-back basin progressively filled by the Grivò Flysch and the Savorgnano Marls and Sandstones;
- to the west, a new Dinaric foreland basin, linked westwards with the Belluno Basin (STEFANI C. *et alii*, 2007 and references therein), at that moment become a foreland turbiditic basin of the Venetian-Dolomitic front of the Dinaric thrust belt. During the Selandian-Ypresian, this basin was filled by a thousand of meters of hemipelagites, with carbonate and bioclastic breccias (*Scaglia Rossa*, Selandian *p.p.* - Lower Ypresian), and by fine-grained turbidites (Clauzetto Flysch, Upper Ypresian). The *Scaglia Rossa* - Clauzetto Flysch succession, with the related basal unconformable boundary on the palaeosurface of the FDCP (IACCARINO & ROVERI, 1964), is well documented in the “Maniago” geological sheet (ZANFERRARI (COORD.), 2008a). In the present sheet the Clauzetto Flysch outcrops only in the tectonic

window of S. Rocco (35 in Fig. 80), overthrust by the Palmanova thrust and the M. Prat tectonic unit.

Considering the mapped area, the Dinaric thrust tectonics started during the Maastrichtian and ended in the Late Eocene, with the uplift of the whole Friulian region, affected then by subaerial erosion till the end of the Oligocene. In the Neoalpine foreland (central Friulian plain) the external Dinaric front is represented by the Palmanova thrust (Fig. 5), whose tip line is sealed by Aquitanian-Langhian successions (see 066 “Udine” sheet, ZANFERRARI (coord.), 2008c). In the “Gemona del Friuli” sheet the southernmost tectonic units (Lusevera, Cimano-Nimis, Ledrania and M. Prat: see Fig. 80 for location) are sealed by the Preplans Sandstone (Aquitanian).

For the Friulian region the Dinaric orogenic event was extremely important because it caused: 1) the diachronous extinction of the FDCP between the Early Senonian and the Early Maastrichtian; 2) the accumulation of about 3.000-4.000 m of turbidites during the Campanian-Ypresian; 3) the basic tectonic architecture of the eastern Southern Alps.

Neogene-Quaternary evolution: the Insubric and Neoalpine tectonic events.

The eastern Southalpine chain (ESC) is a SE-SSE-vergent thrust and fold system (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000); it was structured starting from the end of the Oligocene by the interaction of several mechanisms, such as the indentation of the Adria microplate in the Alpine system *s.s.* (CASTELLARIN *et alii*, 2006), the starting of dextral strike-slip movements along the Peri-adriatic Lineament (MASSARI, 1990; RATSCHBACHER *et alii*, 1991; FODOR *et alii*, 1998) and the counter-clockwise rotation of the Adria microplate from the Late Miocene - Pliocene (MARTON *et alii*, 2003). In the Friulian-Slovenian region the evolution of the ESC is more complex, because it is dominated by dextral strike-slip movements along the Fella-Sava system (active from the Late Miocene, VRABEC & FODOR, 2006) and the Idrija-Ampezzo system (active from the Pliocene: VRABEC & FODOR, 2006). The tectonic-sedimentary evolution of the ESC and its related foreland basin has been characterised by two, polyphasic, contractional events since the Miocene: the Insubric event (latest Chattian - Langhian) and the Neoalpine event (Serravallian-Present). The here exposed evolutionary framework is related to an area including the eastern Venetian, the Friulian and the western Slovenian regions.

The Insubric Event (latest Chattian-Langhian). During this event (MASSARI, 1990) the Venetian-Friulian region and the Adriatic offshore were located in a distal foreland, with the peripheral bulge at first located in the correspondence of the present shoreline. A weak northwards crustal flexuration, lower than a degree (FANTONI *et alii*, 2002), was related to the topographic load linked to distant uplifts within the Austroalpine and Penninic tectonic units of the Alpine chain. Sandstone provenance (STEFANI C., 1987) and heavy mineral associations (MASSARI *et alii*, 1986a) point to a source area rich in metamorphic rocks in amphibolitic facies, therefore located northwards of the Periadriatic Lineament. The foreland basin developed slowly in SSW direction; it was characterised by carbonate-terrigenous

platforms, Aquitanian-Langhian in age, related to the “Cavanella Group” (*sensu* AGIP). In the Friulian region this group is lacking of the Chattian part and only during the Burdigalian the sedimentation reached the present shoreline, sealing by means several tens of meters of sedimentary the Oligocene palaeotopography; in the Venetian-Friulian foothills the same group has an average thickness of some hundreds of meters. In the “Gemona del Friuli” sheet, the Preplans Sandstone (Aquitanian), the M. Baldo Formation (Langhian - Serravallian *p.p.*) and the Tarzo Marl (Early Serravallian *p.p.* - Early Tortonian *p.p.*) locally crop out, the latter in very small outcrops. The M. Baldo Fm., the topmost formation of the “Cavanella Group”, is similar to that located in the close “Maniago” geological sheet. The lower part of the Preplans Sandstone shows instead strong lithologic-stratigraphic differences with the close outcrops of the “Maniago” sheet. This can be ascribed to an Aquitanian rough topography, where the sedimentation took place, with transition from continental environments to marine offshore. This formation seals a bedrock interested by karst in the Jurassic limestones or Palaeogene turbidites, both interested also by Dinaric faults and folds.

The Nealpine events (Serravallian-Present). During this time span the ESC developed in some phases (CASTELLARIN *et alii*, 1992), which have different names, length and kinematics in the geological literature. This was caused above all by the oscillations of the direction of the local maximum compression axis (σ_1) between NNW-SSE and NW-SE (locally till NNE-SSW), as documented by CAPUTO *et alii* (2010: see Fig. 83) in the record of the Tortonian-Calabrian conglomerates outcropping in the Venetian-Friulian foothills along the front of the ESC. For this reason, and on the basis of the tectonic-sedimentary relationships in the ESC foreland (FANTONI *et alii*, 2002), only two main nealpine phases were distinguished.

The Serravallian-Messinian phase. The first phase was the most important both for the structural effects and for the sedimentation rates. In this time span, the SE-SSE prograding of the ESC front and the fast uplift caused a NW flexuration of about 5-6° (FANTONI *et alii*, 2002) and the formation of a foredeep with depocenter located in the present eastern Venetian and Friulian foothills (MASSARI *et alii*, 1986a; 1986b; FANTONI *et alii*, 2002). The clastic wedge is 2.500 m thick in the Carnic Prealps and pinches out rapidly towards the Adriatic shoreline (225 m in the Cavanella 1 well). The clasts petrography, mostly represented by carbonates, marks a proximal prealpine source area. Three are the formations making the Serravallian-Messinian clastic wedge: the Tarzo Marl (Lower Serravallian *p.p.* - Lower Tortonian *p.p.*) which represents the pelites of the external terrigenous platforms; the Vittorio Veneto Sandstone (Tortonian *p.p.*), which represents the fast progradation of the terrigenous platforms towards SE and finally the Montello Conglomerate (Upper Tortonian - Lower Messinian) that filled the basin located in the present Prealpine area with a 1500 m thick coarse deltaic/alluvial succession.

During this compressive phase most of the Nealpine thrusts re-utilised pre-existent Dinaric thrust, moving towards SE and often splitting up previous Dinaric units. The strike of the Nealpine thrusts and reverse faults, as well as the axes of

the meso- and macro-folds, is N70; the dip of the faults and the axial surfaces is towards N330-350°.

Pliocene-Quaternary phase. The second phase is less significant both for tectonic and sedimentary effects. Starting from the west to the east in the central Friulian area, it is characterised by an about N-S local maximum compression axis (σ_1), ranging from NNW-SSE and NNE-SSW. This fact, probably related to the foreland wedge shape that moves towards NW-NNW, is marked by the distribution of the minor seismicity (BRESSAN *et alii*, 1998). In the central Friuli the Southalpine foreland is moving northwards with a mean velocity of 2.1 ± 0.5 mm/a (CGPS data from D'AGOSTINO *et alii*, 2005). The Pliocene-Quaternary evolution of the prealpine area and of the Friulian piedmont plain is marked by the establishment activation/starting up of blind thrust systems under the plain around Udine, and by the strong evolution of those located at the relief edge, in particular those of Sequals, Arba-Ragogna and above all the Susans-Tricesimo (see Fig. 2).

The interpretation of several industrial seismic lines evidences the low tectonic load of the Southalpine front, which weakly tilts the foreland along a restricted belt at the fringe of the Prealps. In the remaining part of the foreland, in the plain as well as in the Adriatic offshore, the flexuration is stronger especially in the western sector, because of the load of the Northern Apennines thrust belt. The flexuration is marked by the trend of the depth contours of the bottom of the Quaternary sediments (related to the bottom of the Calabrian successions) in the area of the sheets 066 "Udine", 065 "Maniago" and 087 "S. Vito al Tagliamento" (ZANFERRARI (coord.), 2008c; 2008a; 2008e) and in the 107 "Portogruaro" (FONTANA *et alii*, 2012).

From the Pliocene to the Present, the northern-central area of the "Gemona" sheet is strongly affected by the activity of the Idrija-Ampezzo fault system (see geological sections A-A', C-C' and F-F' in the sheet). It deals with a broad and anastomosed, about N110° striking, dextral strike-slip system coupled with synthetic and antithetic strike-slip faults, NW- or SE- verging reverse faults, en-echelon fold-systems, strike-slip duplex, contractional and releasing bends (see Fig. 104), positive or negative flower structures (see Fig. 103 and 105). Deformational effects are well documented also within the conglomerate units of the Tagliamento valley, whose age spans from the Pliocene to the middle Pleistocene (MONEGATO, 2006; MONEGATO & STEFANI C., 2010; 2011).

Geological and geomorphological evolution of the Tagliamento valley from the Messinian Salinity Crisis to the Last Glacial Maximum. The geological and geomorphological evolution of Pliocene-Pleistocene deposits in the area of the "Gemona del Friuli" sheet, inferred from the geological survey and related studies (MONEGATO, 2006; MONEGATO & STEFANI C., 2010; 2011), starts in the Messinian, when the Tagliamento catchment was confined in the southern portion of the Carnic Alps, southwards of the Fella-Sava fault, and in the Carnic Prealps. The Tagliamento River flowed on the northern fringe of the Carnic Prealps, along the path through Chiampon and Chianzutàn saddles, then flowing to the south along the present Cavazzo Lake valley (Fig. 2 f.t.). During the Messinian Salinity Crisis (MSC), the rapid and important sea-level fall triggered the headward erosion along

the main valleys of the southern side of the Alps. The incision caused the northwards migration of the watershed of the Tagliamento catchment, with the piracy of a wide sector north of the Fella-Sava fault (as testified by the change in petrographic composition of the fluvial sediments, which became rich in Palaeozoic elements) and the northwards migration of the trunk valley (MONEGATO & STEFANI C., 2010). In the abandoned reaches remnants conglomerate bodies of the Montello Conglomerate are preserved. Along the new trunk valley, up to 200 m deeper than the previous, the fluvial deposits of the Ambiesta synthem were sedimented during and subsequently to the Zanclean sea-level rise. The outlet of the main rivers (palaeo-Tagliamento, paleo-Fella and a third river flowing from the east, at the southern fringe of the Julian Prealps) was located at Osoppo. The Osoppo conglomerate (VENTURINI C., 1991; 2000) is made of the coalescence of three Gilbert-type delta bodies (Fig. 65); the bottomset contains a floral association ascribable to the Zanclean (MONEGATO, 2006), while on the topset many mammals track-ways were detected (DALLA VECCHIA & RUSTIONI, 1996; DALLA VECCHIA, 2008), among which *Hipparion*, genus extinct during the Pliocene. The delta system was settled during the maximum transgression on the Venetian-Friulian Basin and in the former Messinian valleys that flowed into, as the Tagliamento valley. Hence, the Osoppo delta is coeval with the Late Zanclean marine deposits of the Venetian area, outcropping at Bassano del Grappa (STEFANINI G., 1915; FAVERO & GRANDESSO, 1982), Cornuda (STEFANINI G., 1915; VENZO, 1977; RAFFI & RIO, 1978) and Vittorio Veneto (COUSIN, 1981). The conglomerate bodies ascribed to MON_3 and the Ambiesta synthem have been heavily deformed and eroded during the subsequent Piacenzian-Gelasian time span (NW-SE maximum local σ_1 from MONEGATO, 2006).

In the following period, the Tagliamento trunk valley maintained its path without significant variations, while the abundance of coarse proximal supply and the increase of carbonate clastic fraction in the deposits of the Cesclans synthem (Gelasian-Calabrian) suggest a wider supply from the Carnic Prealps, likely related to their uplift. The Cesclans synthem is unconformably bounded at the base with the older units, and the deposits show deformation with NNE-SSW maximum local σ_1 .

From the end of the Calabrian, the onset of the main Alpine glaciations took place (MUTTONI *et alii*, 2003). During an interglacial phase of the middle Pleistocene the Tagliamento valley was dammed by a landslide near Cesclans. This caused the formation of a lake in which the Tagliamento inlet was made of a Gilbert-type delta located around Verzegnis. At the same time, thick fans had been developing at Braulins (Fig. 68) and Portis (Fig. 69). These slope deposits were heteropic with the fluvial deposits of the Fella River, whose junction with the Tagliamento River was still located around Osoppo. All these sedimentary bodies are included in the Ampezzo synthem. The remnants of the Maximum Glacial Expansion (MGE) in the Tagliamento catchment are represented by the strongly weathered deposits of the Ledrania synthem, likely middle Pleistocene in age. During the middle Pleistocene, due to glacier quarrying, the watershed between the Tagliamento and Fella rivers, located around Amaro, was pulled down and the Cavazzo Lake valley was abandoned. The Tagliamento River settled its present trunk valley

and in this new path the alluvial deposits of the Invillino synthem were sedimented. The traces of the subsequent glacial expansion (Plaino synthem), which extend till the piedmont plain (ZANFERRARI *et alii*, 2008b; 2008d), are preserved along the valley slopes at elevations higher than of those of the Last Glacial Maximum (LGM), suggesting that the basal surface of the glacier was higher, as well as the ice volume. In this phase, the Tagliamento glacier flowed also in the Venzonassa Valley across Ledis Fork.

The conglomerates located within the Resia Valley can be also ascribed to fluvio-glacial aggradation older than the LGM and mapped in the “lower unit of tributary basins”; in particular the abandoned river bed eastwards of Resiutta indicates that the outlet of the Resia valley was located eastwards, and at higher elevation, than in the subsequent LGM.

Evolution of the Tagliamento valley during the Late Pleistocene - Holocene.

The evolution of the area can be better depicted for the end of the Upper Pleistocene, when the geological and geomorphological framework of the sedimentary bodies most spread out and extensively outcropping. This phase is dominated by the spread of the glaciers, happened in the Tagliamento valley during the LGM, that sets the present geomorphological landscape of the Tagliamento end moraine system and the sedimentation of glacial and ice-contact deposits in the catchment. Before the LGM glacier advance, the river flowed in a valley carved eastwards of Osoppo, continuing to the south between the hills of Susans and Buia, as suggested by the buried morphology below the end moraine system (ZANFERRARI *et alii*, 2008d). During the LGM, in the Tagliamento catchment two different pulses of advance happened, spaced out by a short withdrawal (MONEGATO *et alii*, 2007; ZANFERRARI *et alii*, 2008d). The first took place subsequently the 22 ka ¹⁴C BP, the second at 19 ka ¹⁴C BP. These are represented by the glacial and fluvio-glacial deposits of the Santa Margherita and Canodusso subsynthem, only the second is mapped in the present sheet. In the valley sector, the glacier flowing down the Resia valley was a tributary of the major Fella glacier. Small glaciers were located northwards of the Chiampon - Cuel di Lanis ridge (Fig. 6; Val Venzonassa unit) and only the one located in the western side merged into the Tagliamento glacier. In this phase the non-glaciated portion of the slopes of the Plauris-Musi ridge, the M. Chiampon - Gran Monte ridge and the M. Cuarnan were interested by periglacial conditions that triggered an abundant production of debris accumulated along the slope and mapped in the Monteaperta Complex.

From the 18 ka ¹⁴C BP the Tagliamento glacier began its withdrawal, after short advances testified by the moraines of the Remanzacco subsynthem. In this phase the melt-water flowed concentrated in four main collectors (Tagliamento, Corno, Cormòr and Torre). In particular the western sector of the outwash plain, in which the main outwash stream flowed, was deeply trenched. Subsequently, with the withdrawal of the glacier into the valley, Corno, Cormòr and Torre were cut off the melt-water feeding, and the Tagliamento River definitively established its path through the Pinzano narrow. During the glacier withdrawal, in the Campo di Osoppo a proglacial lake took place, whose sediments were drilled in the

CARG-FVG 6 “Col Vergnal” borehole (Fig. 79). During the collapse of the glacier the tributary valleys, whose base level was controlled by the ice mass, were deeply carved causing the formation of narrow gorges, as the Chianevate gorge near Cavazzo Carnico. The carbonate concretions that cover the walls of the gorge have been dated at 9.900 ± 300 a BP (U/Th method, C. SPÖTL, Innsbruck University, pers. com.); this age suggests that the gorge was completely formed at the end of the Late Pleistocene.

With the definitive withdrawal of the glaciers, the post-glacial phase began, setting the present geomorphological framework. In this period, from about 10 ka cal BP, the Tagliamento riverbed grew within the valley, especially in the Campo di Osoppo sector (Po synthem), while wide alluvial fans developed (i.e.: Rivoli bianchi di Tolmezzo, Rivoli bianchi di Venzone, Pioverno, Gemona and Artegna).

Evolution of the Torre valley and tributaries. The valley of the Torre Stream developed southwards of the Musi ridge, cutting the Chiampon - Gran Monte ridge with the outlet in the plain at Tarcento, after a deep gorge within the M. Bernadia carbonate massif. It is likely that the east-west trend of the Mea-Venonassa valleys was an ancient valley floor captured by the headwall migration of the Torre Stream during the Pleistocene (GAROFALO, 1985). At the valley outlet near Tarcento, the Torre Stream set a complex sedimentary succession of the Erba synthem, which represents an important aggradation phase of the Torre fan, whose marginal lacustrine deposits are preserved in the western banks. Geophysical and stratigraphic data (BRAMBATI *et alii*, 1980) indicate that, before the LGM, the Torre Stream, downstream of the valley outlet, flowed into an ancient valley floor towards the W, with a junction with the Tagliamento near Buia.

The Chiampon - Gran Monte ridge was interested by local glacier advances even before the LGM, as the remnant of the Tapou synthem show. This glacial advance reached the middle Torre valley till Pradielis (DESIO, 1926; FERUGLIO, 1953). The hypothesis of glacial tranfluences of the Tagliamento glacier across Musi fork (GORTANI, 1959; VENTURINI C., 2003) and of the Isonzo glacier through the Tanamea pass (FERUGLIO, 1953), on the base of an assumed ice-thickness of about 1000 m, is not supported by the presence of characteristic marker clasts in the deposits of the Torre valley.

During the Holocene, landslides occurrence determined the damming of the valley and the formation of dammed lakes. A first one was located near Tanata-vie, dammed by a landslide at the Torre spring. This lake lasted for about 4.000 years, from 8.300 to 4.000 a BP (CAVALLIN & MARTINIS, 1986; GAROFALO & PUGLIESE, 1990). The second lake was located near Vedronza (MARINELLI, 1902; FERUGLIO, 1953) and was created by a landslide in the gorge south of Vedronza. The small lake lasted for about 2.000 years, from 5.600 to 3.500 a BP.

X – LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP

PLIOCENE-QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

ubiquitous units (UIN). Massive diamicton containing angular to sub-angular clasts, matrix-supported to clast-supported (landslide deposits) (UIN_{a1}); massive diamicton containing angular clasts, weakly consolidated, clast-supported texture (slope debris) (UIN_{a3}); sandy gravels, silty sands and mud (alluvial deposits of secondary watercourses and drainages between the main basins) (UIN_b); silt and clay containing heterometric clast, angular to sub-angular (colluvium) (UIN_{b2}); massive to bedded diamicton containing heterometric clasts in a muddy matrix, matrix-supported (glacis deposits) (UIN_{b8}) laminated sand, silt and clay (lacustrine deposits) (UIN_{e2}); sands, silts and clays, poorly gravelly, laminated and containing peat layers (marsh deposits) (UIN_{e3}); diamicton and coarse gravel containing boulders, angular to sub-angular clasts supported by a sandy matrix; clast-supported to matrix-supported (deposits with mixed origin: gravity and/or debris flow and/or flash flood) (UIN_f). *Upper Pleistocene - Present*

Monteaperta complex (MPT). Heterometric breccias, weakly to strongly cemented, massive to bedded, bedding following the dip of the slope, clast-supported. *Pleistocene*

secondary drainage basins upper unit (BTR). Sub-rounded sandy gravels, crudely bedded to clinostratified clast-supported texture; silty sands with gravels, matrix-supported texture; massive sandy silts (alluvial deposits) (BTR_b); massive diamicton containing boulders, with massive to laminated beds, lenses and tongues of gravelly sand and silt, angular to sub-rounded clasts, striated, faceted, locally polished, silty to silty/sandy matrix, consolidated to overconsolidated, matrix-supported texture

(undifferentiated till) (BTR_{c1}); massive diamicton, consolidated, with many boulders, sandy-silty to silty matrix, sub-rounded to sub-angular clasts, striated and faceted, matrix-supported texture (melt-out till) (BTR_{c5}); horizontally laminated to bedded poorly gravelly sands and silts, with dropstones (glaciolacustrine deposits) (BTR_{c6}); upper boundary made by the reworked original depositional surface, lower boundary erosive. *Upper Pleistocene - Present*

Val Venzonassa unit (VZS). Planar- to cross-bedded diamicton and gravels; matrix-supported to clast-supported texture (fluvioglacial deposits) (VZS_b); massive diamicton containing boulders, consolidated, silty to silty/sandy matrix, sub-angular to sub-rounded clasts, striated, faceted, matrix-supported texture (undifferentiated till) (VZS_{c1}); massive diamicton with boulders, from normally to poorly consolidated, sandy-silty to silty matrix, sub-rounded to sub-angular clasts, striated and faceted, matrix-supported texture (melt-out till) (VZS_{c5}); upper and lower boundary erosive. *Upper Pleistocene*

secondary drainage basins lower unit (BTN). Sandy gravels, sub-rounded coarse gravels, clast-supported texture, generally cemented; poorly gravelly silty sands, matrix-supported texture; massive sandy silts (alluvial deposits) (BTN_b); upper boundary made by the reworked original depositional surface, lower boundary erosive. *Middle Pleistocene - Upper Pleistocene*

Po synthem (POI). Sub-rounded coarse gravels and sandy gravels, planar- to cross-bedded, sandy matrix, clast-supported texture (alluvial deposits) (POI_b); silts and sands rich in organic levels (lacustrine deposits) (POI_{c1}); upper boundary partially erosive, partially made by the reworked original depositional surface characterised by A-C type profiles (10YR colour), erosive lower boundary. Torcello unit (POI_{10b}) is distinguished: historic alluvial deposits of Tagliamento and Fella rivers. *Holocene - Present*

Spilimbergo synthem (Tagliamento river drainage basin: **SPB**). Cross-bedded sandy gravels, sub-rounded to sub-angular clasts, silty-sandy matrix; poorly silty sands, laminated with dropstones (ice-contact deposits) (SPB_{b5}); massive diamicton containing boulders, sub-angular to sub-rounded clasts, striated, silty-sandy matrix, matrix-supported texture (undifferentiated till) (SPB_{c1}); massive diamicton, with boulders, over-consolidated, sub-rounded to sub-angular clasts, striated and faceted, silty matrix, matrix-supported (lodgement till) (SPB_{c4}); massive diamicton with boulders, from normally to poorly consolidated, sandy-silty matrix, sub-rounded to sub-angular clasts, striated and faceted, matrix-supported texture (melt-out till) (SPB_{c5}); laminated sands and silts, normally consolidated, with dropstones (glaciolacustrine deposits) (SPB_{c6}); Clast composition is carbonate dominated, with minor volcanic, metamorphic, hybrid and siliceous rock fragments. Upper boundary partially erosive, partially made by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C type profiles (7.5YR-10YR colour), erosive lower boundary. *Upper Pleistocene*

Remanzacco subsynthem (Tagliamento river and Torre stream drainage basin: **SPB₄**). Sub-angular to sub-rounded gravels containing boulders, horizontally bedded to cross-bedded, sandy-silty matrix, clast-supported to matrix-supported texture, with massive beds of sand and mud (fluvioglacial deposits) (**SPB_{4b}**); sub-angular to sub-angular sandy gravels, cross bedded, sandy-silty matrix; laminated silty sands (ice-contact deposits) (**SPB_{4b5}**); massive diamicton containing boulders, angular to sub-rounded clasts, striated, faceted, locally polished, silty-sandy matrix, consolidated to overconsolidated, matrix-supported (undifferentiated till) (**SPB_{4c1}**); massive diamicton, normally to poorly consolidated, with many boulders, sub-angular to sub-rounded clasts, striated and faceted, matrix-supported (melt-out till) (**SPB_{4c5}**); laminated sands and silts, consolidated, with gravel lenses and dropstones (glaciolacustrine deposits) (**SPB_{4c6}**); carbonate angular boulders (landslide with glacial drift) (**SPB_{4a5}**). Upper boundary partially erosive, partially made by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C or A-C type profile soils (10YR colour), lower boundary erosive. **Muris unit** (**SPB_{4A}**), **Majano unit** (**SPB_{4B}**) and **Collalto unit** (**SPB_{4C}**), related with the three different lobes of Tagliamento glacier, were distinct. *Upper Pleistocene*

Canodusso subsynthem (Tagliamento river drainage basin: **SPB₃**). Massive diamicton with boulders, sandy matrix, sub-angular to sub-rounded clasts, striated and faceted, normally to poorly consolidated, matrix-supported texture (melt-out till) (**SPB_{3c5}**). Upper boundary partially erosive, partially made by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C type profile soils (10YR colour), lower boundary erosive. *Upper Pleistocene*

FRIULI SUPERSYNTHEM

unsubdivided FRIULI SUPERSYNTHEM (Sf). Well cemented bedded conglomerates, clast composition is carbonate dominated, with minor volcanic, metamorphic, hybrid and siliceous rock fragments, siltstone-arenaceous matrix, clast-supported texture. *Pliocene? - middle? Pleistocene*

Tapou synthem (Torre stream drainage basin: **TAU**). Massive diamicton, consolidated, clast composition is carbonate dominated, with minor hybrid and siliceous rock fragments, silty to silty-sandy matrix, sub-angular to sub-rounded clasts, striated and faceted, consolidated, matrix-supported texture (undifferentiated till) (**TAU_{c1}**); Upper boundary erosive, lower boundary erosive. *Middle Pleistocene*

Erba synthem (Torre stream drainage basin: **ERB**). Cemented conglomerates, clast composition is carbonate dominated, with minor hybrid and siliceous rock fragments, planar to gently inclined bedding, arenaceous matrix, clast-supported texture (alluvial deposits) (**ERB_b**); silts and sands rich in organic levels (lacustrine deposits) (**ERB_{e2}**); Upper boundary erosive, lower boundary erosive. *Middle Pleistocene*

Plaino synthem (Tagliamento river drainage basin: **PLI**). Sub-angular to sub-rounded gravels containing boulders, horizontal to gently inclined bedding, sandy-silty matrix, clast-supported to matrix-supported texture, with massive levels of sand and mud (fluvioglacial deposits) (PLI_b); massive diamicton containing boulders, silty to silty-sandy matrix, sub-angular to sub-rounded clasts, striated, faceted and polished, normally to overconsolidated, matrix-supported (undifferentiated till) (PLI_{c1}); carbonate angular boulders (landslide with glacial drift) (PLI_{a5}). Upper boundary erosive, lower boundary erosive. *Middle Pleistocene*

Invillino synthem (Tagliamento river drainage basin: **INV**). Well cemented, crudely-bedded conglomerates, clast composition is carbonate dominated, with minor volcanic, metamorphic, hybrid and siliceous rock fragments, siltstone-arenaceous matrix, clast-supported texture. Upper boundary erosive, lower boundary erosive. *Middle Pleistocene*

Ledrania synthem (Tagliamento river drainage basin: **LDR**). Massive diamicton containing boulders, consolidated, locally cemented, sub-rounded clast heavily weathered, silty to clayey matrix, matrix-supported texture (undifferentiated till) (LDR_{c1}); Upper boundary erosive, characterised by A-B-Ck type profile soils and argillic horizon with 5YR colour, lower boundary erosive. *Middle Pleistocene*

Ampezzo synthem (Tagliamento river drainage basin: **AZO**). Well cemented, sub-rounded conglomerates, clast composition is carbonate dominated, with minor volcanic, metamorphic, hybrid and siliceous rock fragments, siltstone-arenaceous matrix, clast-supported texture, bedded to clinostratified; decametric levels of muddy sandstones and laminated lacustrine silts are interbedded (**AZO**). Locally interbedding or heteropic decametric bodies of well cemented breccias, massive to crudely-bedded, clast-supported texture (AZO_a). Upper boundary erosive, lower boundary erosive. *Middle Pleistocene*

Cesclans synthem (Tagliamento river drainage basin: **AZO**). Well cemented, bedded conglomerates, sub-rounded clast, the composition is carbonate dominated, with minor volcanic, metamorphic, hybrid and siliceous rock fragments, siltstone-arenaceous matrix, clast-supported texture, decametric levels of muddy sandstones and laminated silts are interbedded (**CCX**). Locally interbedding or heteropic decametric bodies of well cemented breccias, massive to crudely-bedded, clast-supported texture (CCX_a). Upper boundary erosive, unconformable lower boundary. *Gelasian-Calabrian*

Ambiesta synthem (Tagliamento river drainage basin: **AME**). Well cemented, bedded conglomerates, sub-rounded clast, the composition is carbonate dominated, with minor volcanic, metamorphic, hybrid and siliceous rock fragments, siltstone-arenaceous matrix, clast-supported texture, decametric levels of laminated muddy sandstones are interbedded (**AME**). Locally interbedding or heteropic

decametric bodies of well cemented breccias, massive to crudely-bedded, clast-supported texture (**AME_a**). Upper boundary erosive, unconformable lower boundary. Osoppo conglomerate: clinostatified (foreset) or planar cross-bedded (topset) conglomerates, sub-rounded clasts, siltstone-arenaceous matrix, generally clast-supported texture; locally, at the bottom siltstone and silty sandstone (bottomset) (**OSP**). *Zanclean*

MIOCENE SUCCESSION

Montello Conglomerate (MON). Well cemented conglomerates, clasts composition is mostly carbonate, with minor hybrid and siliceous rock fragments, with sandstone and mudstone interbeds. In the mapped area, two members of the formation crop out: **conglomerate member**: poorly sorted to sorted conglomerates with sub-angular to sub-rounded pebbles, thickly bedded, with locally variable, decimetre-scale interbedding of yellowish sandstone and grey to greenish mudstones; sorted with cliniform strata conglomerates, with laminated sandstones and siltstones upwards; locally, at the bottom, matrix-supported chaotic breccias (**MON₃**); **sandstone-mudstone member**: weakly cemented light-grey and reddish-brown sandstones, laminated grey marls with ostracods (*Hemicytheria pejnovicensis*), grey mudstones with ostracum and various plant remains, and with subordinate conglomerate beds containing rounded to sub-rounded pebbles (**MON₂**). *Upper Tortonian - Lower Messinian*

Tarzo Marl (TRZ). Poorly bedded, grey marls and marly siltstones, brown colored for weathering; the microfossil content is abundant: microforaminifers (globigerinidae and globorotalidae) and mollusc rich levels. *Lower Serravallian p.p. - Lower Tortonian p.p.*

Monte Baldo Formation (FMB). Grey-brown calcrudites and calcarenites and light grey or brown calcsiltstones in very thick beds with rare echinoids and bivalves (*Lucinoma borealis*); in the upper part frequently marly interbeds with *Praeorbulina* and *Orbulina*. *Langhian-Lower Serravallian p.p.*

Preplans Sandstone (PRP). Coarse to medium, poorly micaceous and glauconitic greyish siliceous arenites, sometimes with brown coals; alluvial conglomerates with generally rounded to sub-rounded, clast-supported pebbles of chert, quartz, hybrid carbonates and arenites; black-gray siltstones and marls with bivalves and gasteropodes, sometimes pyritized, with *Ammonia*, *Heterolepa* and Ostracodes (*Cyamocytheridea*, *Cytheridea*). In the Tremugna Valley, in the lower part of the Preplans Sandstone, the Breccia di Peonis interbeds: chaotic carbonate breccias-megabeds with clast-supported cobbles and boulders in a sandy-muddy matrix, locally breccias bodies alternate with alluvial deposits (**PRP₁**). *Aquitanian*

Tectonic wedge zone (ZST). System of metric- to decametric-thick tectonic wedge belonging to the following fms.: FMZ, SRF and UCC (**ZST_a**); FAS, OOV, FOZ, ARV₃, MAI and SRF (**ZST_b**); ARV₃, MAI, VAA, SRF (**ZST_c**); OOV, FOZ, ARV₃ and MAI (**ZST_d**); DAH, SOV_a and SOV_b (**ZST_e**); OOV, FOZ, ARV₃, MAI, VAA and SRF (**ZST_f**); zone of thin cohesive cataclasites with relicts of DAH, FMZ and OOV (**ZST_g**).

EOCENE NERITIC SUCCESSION

Tugliezzo Formation (TGZ). Carbonate breccias, poorly sorted, clast-supported conglomerates with sub-angular clasts and calcarenites, Nummulites and Assilina rich, turning to the top towards interbedding sandstones and siltstones rich in macroforaminifers and to greenish pelites with interbedding thin arenaceous levels poorly in nummulites. *Lutetian*

LATE CRETACEOUS - PALEOGENE TURBIDITE SUCCESSION

Clauzetto Flysch (AUZ). Interbedding medium to thick beds of graded, parallel to cross laminated, brown-grey biocalcarenes or grey to yellowish for weathering arenites, and grey-blue marls; at the top of the turbidites beds thin whitish calcarenitic strata with planktonic foraminifers (*Morozovella aragonensis*, *Acarinina pentacamerata*). *Lutetian*

Savornano Marls and Sandstones (SVO). Marl-hybrid sandstone turbidites, fine to medium sand grains, with S/M lower than 1; the thicker beds (0,5 to 1 m) have fine conglomeratic bases with chert and quartz clasts and, locally, benthic macroforaminifera bioclasts; rare interbeds of very thickly bedded turbidites, with conglomeratic bases. Grey/blue marls and clay/marls with generally indistinct, very thick bedding. At the base thick matrix-supported polygenic conglomerates bodies. *Ypresian p.p.*

Grivò Flysch (GRI). Siliciclastic and hybrid turbidites, thin to medium-bedded; carbonate turbidites with bed thickness and clast size larger than the other turbidite units (**GRI**), interbedded carbonate megabeds (MS), tens to hundreds of meters thick, locally containing basal olistostrome (**GRI_a**); paraconglomerate bodies rich in chert (**GRI_b**). Olistoliths (**GRI_c**) both of mesozoic carbonatic platform and basin sequences are locally present at the base of megabeds. In the Ledrania tectonic unit, **GRI_a** is made by thick bodies of whitish carbonate breccias with clasts of carbonate shelf both Jurassic to Cretaceous (ELL; CEL, CMC) and Upper Paleogene to Lower Eocene. Sometimes, angular chert clasts are present. *Upper Selandian - Ypresian p.p.*

Val Ucceca Flysch (UCC). Brown-red to grey, fine to medium bedded marl-hybrid sandstone turbidites, with S/M lower than 1, with *Rodotruncana calcarata* and *Globotruncana ventricosa*; rare thick or very thick strata with ruditic base. *Campanian p.p.* - *Maastrichtian p.p.*

JURASSIC-CRETACEOUS SUCCESSION OF THE CARNIAN-SLOVENIAN BASIN

Scaglia Rossa Friulana (SRF). Thin bedded, rarely greenish, red to whitish micrites or siltstones, with red or yellowish chert and *Globotruncanae*; interbedding medium to thick cherty rudstones and sandstones with carbonatic platform bioclasts. In the M. Covria, Ledrania and M. Bernadia tectonic units, the unit is made by eterometric, chaotic breccia bodies with cobbles and boulders of carbonate shelf and greenish or reddish matrix with intercalations of red marls and clay micrites with *Globotruncanae* and carbonatic platform bioclasts (**SRF_a**) *Turonian - Maastrichtian p.p.*

Scaglia Variegata Alpina (VAA). Blackish, grey-greenish, sometimes pinkish, medium bedded micrites with yellow, red or black chert and locally thin to medium intercalations of grey, reddish or black marls and clays with *Rotalipora*, *Planomalina buxtoni*, radiolarians, and reworked carbonatic shelf microfossils; interbedding of biocalcarenites with chert nodules and orbitolinids and bivalves and graded thick to very thick bioruditic strata with erosional base with pink or grey angular to sub-rounded intraclasts. *Aptian - Cenomanian*

Maiolica (MAI). White, greenish and light grey thin to medium bedded micrites with *Calpionellae* and radiolarians and nodules or beds of whitish or black chert and minor thick fine calcarenites with scattered angular chert clasts. In the M. Covria tectonic unit, MAI is made by sometimes graded, thick strata of prevailing bioclastic – intraclastic calcarenites and calcirudites with abundant chert clasts. *Upper Tithonian - Barremian*

Casera San Simeone thinned succession (SRX). About 20 m thick of FAS, OOV, FOZ, ARV₃, MAI lithofacies and about 13 m thick of VAA. *Pliensbachian p.p.* - *Cenomanian*

Rosso Ammonitico Veronese, upper member (ARV₃). Reddish, sometimes whitish- greenish or grey, nodular micrites, often with nodules of red chert, ammonoids and belemnites, *Saccocoma* and *Globochaete alpina*; rare marly interbeds and local intercalations of graded bioclastic calcarenites and calcirudites. *Kimmeridgian - Lower Tithonian*

Fonzaso Formation (FOZ). Grey, greenish or sometimes red, thin bedded, micrites with radiolarians and pelagic bivalves, with abundant nodules and lenses of

red or greenish chert, parallel laminations and interbedding of thin bedded whitish oolitic calcarenites; locally thin beds of marls and green clays. In M. Prat and Ledrania tectonic units FOZ is made by thick bedded, grey calcarenites and minor biocalcirudites, usually graded with echinoderm, bivalves, corals, hydrozoans and *Thubiphytes morronensis*, with interbedding micrites, very rare black cherts. *Upper Bathonian - Lower Kimmeridgian*

Vajont Limestone (OOV). Thick, sometimes graded and merged strata of hazel-light pink calcarenites with *Protopenneroplis stricta* and *Trocholina alpina*, oolites and bioclasts, interbedded with medium strata of greyish micrites with pelagic bivalves and radiolarians and rare nodules of black or red chert. *Bathonian p.p.*

Encrinite di Fanes Piccola (FAS). Thick strata of encrinal grey/rosy to reddish calcarenites with variable oolitic and intraclastic components; basal disconformity on FMZ, SOV_a or SOV_b. Fossils: *Involutina liassica*, *Agerina martana*, *Fronicularia*, crinoids, brachiopods, gasteropods, pelagic bivalves. *Pliensbachian p.p.* - ?*Bathonian p.p.*

Soverzene Formation (SOV). Two units with eteropic or superimposition relationships are distinguished. From the bottom to the top: **micrite-calcarenite unit:** poorly chert, light grey or hazel, thick or very thick bedded micrites and minor usually oolitic calcarenites with gasteropods, bivalves with thin shell, foraminifers with ialine shell (*Dentalina*, *Lingulina*, *Fronicularia*, *Involutina liassica*), radiolarians, sponges spiculae and ammonoides (*Arnioceras*) (SOV_a); **micrite chert unit:** nodular, grey/brown, medium to thick bedded micrites and dolomicrites with very thin strata of argillites, abundant nodules and beds of grey or black cherts; rare radiolarians, sponges spiculae, *Involutina liassica* (SOV_b). *Hettangian - Pliensbachian (Carixian)*

JURASSIC-CRETACEOUS FRIULIAN-DINARIC CARBONATE SHELF SUCCESSION

Monte Cavallo Limestone (CMC). Thick to very thick bedded, whitish or light-red rudstones and fossiliferous calcarenites with *Crysalidina gradata*, orbitolinids, *Cuneolina pavonia*, *Vidalina radoicice*, *Prealveolina*. Locally, in the upper part, thick strata with rudists. *Albian p.p.* - *Upper Cenomanian (Turonian?)*

Cellina Limestone (CEL). White, brownish and grey micrites organized in thick bedded peritidal cycles where subtidal portion, locally with nerineae and rudists, alternates with inter- supratidal layers with *fenestrae* sometimes with thin levels of argillites and micro-breccias; locally thin intercalations of white or grey calcarenites. Microfossils: *Salpingoporella annulata*, *S. dinarica*, *Orbitolinopsis capuensis*, *miliolidi*, *Sabaudia capitata*, *Debarina hahounerensis*, *Vercorsella*. The

Hauterivian - Barremian boundary is underlined by about 20 m thick of black laminated and bituminous micrites. In the Ledrania tectonic-unit the base of the fm. crops out (Kimmeridgian-Tithonian): it is made by white, thick or very thick bedded rudstones and fossiliferous calcarenites (with bivalves, gasteropods and corals) interbedding with thick strata of white micrites. *Kimmeridgian - Albian p.p.*

Ellipsactinia Limestones (ELL). Massive or very thick strata of whitish or grey-brownish rudstones and fossiliferous calcarenites with hydrozoans fragments, bivalves, gastropods, rare corals, and *Tubiphytes morronensis*. *Oxfordian - Tithonian*

Monte Zugna Formation (FMZ). The unit is made by two lithofacies. The first is organized in meter-thick shallowing-upward peritidal cycles, made by a lower subtidal bioturbated micritic/dolomitic level and by an upper one supratidal with stromatolitic laminites, *fenestrae* and mud cracks. Fossils: *Aeolisaccus dunningtoni*, *Siphovalvulina variabilis*, bivalves and dasycladacean algae (*Palaeodasycladus mediterraneus*). The second lithofacies is subtidal, made by well selected oolitic bioclastic calcarenites with parallel lamination, with dasycladacean algae, gastropods, bivalves and benthonic foraminifers (*Maycina* cf. *termeri*, *Amijiella amiji* and *Lituosepta*); this latter unit may be exclusive in M. Amariana, Venzone *p.p.* and M. S. Simeone tectonic units, or may prevail on the first one with eotrophic relationships or stratigraphical overlapping. *Hettangian - Pliensbachian (Carixian)*

TRIASSIC SUCCESSION

Dachstein Limestone (DAH). Meter-thick whitish micrites organized in peritidal cycles where the subtidal part with megalodonts interbeds with stromatolitic levels with *fenestrae*. Fossils: *Triasina hantkeni*, *Auloiortus*, *Griphoporella curvata*. Most of the succession presents a widespread dolomitization (**DAH_a**). Locally breccias bodies, sometimes dolomitic. *Rhaetian*

Dolomia Principale (DPR). Whitish or light brown and light grey dolostones, in decimetre- to metre-thick strata, organised in peritidal cycles with bioturbated dolomitic locally fossiliferous (megalodonts and gastropods) and stromatolitic dolostones with *tepee* and *fenestrae*; locally at the top of DPR dolomitic matrix-supported, monogenic, tabular breccias with angular clasts of stromatolitic dolostones. Inside may be distinguished two members. *Upper Carnian p.p. - Rhaetian p.p.*

Dolostone of the Resartico member (DPR_r). bituminous dark-grey, grey-brownish or blackish dolomitic in centimetre to decimetre-thick strata; locally, a horizon of dark, sometimes cherty, laminated dolomitic and marls rich in organic matter, with conodonts (*Mockina slovakensis*) (“*unità a laminiti organiche del Rio Resartico*”). *Norian (Lower Sevatian)*

Monticello member (Monticello Fm. Auct.) (DPR_m). decimetre-thick strata of dark-grey or grey-brown dolomitic and minor brown or dark laminated clayey-

dolomicrites rich in organic matter; at the bottom frequently blackish laminated pelites alternate; at the top whitish peritidal dolostones commonly alternate. *Upper Carnian p.p. - Lower Norian?*

Travenanzes Formation (Fm. di Raibl *Auct.*) (**TVZ**). At the base red, sometimes blackish and greenish, siltites and argillites with lenses of arenites and thin or very thin dolomicrite levels; follow white and pink gypsum levels sometimes closely alternate with red or blackish shale. The unit ends with a pluridecimeter massive body of greenish vacuolar dolostone breccia with scattered lenses of dolostones and marls and sometimes foliated cataclasites. *Upper Carnian p.p. (Tuvalian p.p.)*

Heiligkreuz Formation (Fm. di Dürrestein *Auct.*). At the base violet quartz-feldspathic arenites and siltites, followed by greenish hybrid arenites, bioclastic calcarenites with levels rich in bivalys and dark grey marls; toward the top the carbonatic contents increases. The unit ends with a massive doloarenitic body, at the bottom roughly stratified *Carnian (Upper Julian - Lower Tuvalian)*

Val Degano Formation (**DEG**). Thin or very thin strata of dark-grey or black micrites, frequently laminated, sometimes with alternations of grey calcareous marl or black pelites; rare intercalations of green arenites with prevailing plagioclases and volcanic clasts. *Lower Carnian (Julian p.p.)*

Sciliar Formation (**SCI**). Cyclic alternations of meter bioturbated dolomicrites and decimetre levels of white dolostones with *fenestrae*; at the top thin synsedimentary dikes of grey-green pelites. *Ladinian*

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Servizio Geologico d'Italia, Quaderni ser. III, **1**, pp. 203, Roma.
- AA.VV. (2005) - *La prevenzione del rischio idrogeologico nei piccoli bacini montani della regione: esperienze e conoscenze acquisite con il progetto CATCHRISK*. Regione Aut. Friuli Venezia Giulia - Direzione. c. risorse agr., nat. forest. mont., 206 pp., Graphic Linea, Tavagnacco/UD.
- AMADESI E. (1968) - *La geologia dei gruppi del Monte Brancot e di M. S. Simeone (Friuli udinese)*. Giorn. Geol., ser.2, **36**: 1-26, Bologna.
- AMADESI E., BORSETTI A.M. & CERETTI E. (1973) - *La sezione di S. Agnese (Gemona del Friuli)*. Giorn. Geol., (2), **39**: 75-100, Bologna.
- AMADESI E. & LENARDUZZI G. (1973) - *Geologia del gruppo del Monte Festa (Friuli udinese)*. Museo Tridentino Sci. Nat., **19**: 1-28, Trento.
- AMATO A., BARNABA P.F., FINETTI I., GROPPI G., MARTINIS B. & MUZZIN A. (1976) - *Geodynamic outline and seismicity of Friuli-Venetia Giulia region*. Boll. Geof. Teof. Appl., **72**: 217-256, Trieste.
- ANSELMI M. & SEMERARO M. (2003) - *Carsismo e idrogeologia delle cime del Monte Musi (Prealpi Giulie occidentali)*. 19° Congresso Nazionale di Speleologia. Bologna, 27-31 agosto 2003, Rapporto interno.
- ANTONELLI R., BARBIERI G., DAL PRÀ A., DE ZANCHE V., GRANDESSO P., MIETTO P., SPADEA R. & ZANFERRARI A. (1990) - *Carta geologica del Veneto alla scala 1:250.000: una storia di 500 milioni di anni*. SELCA, 32 pp., Firenze.
- AOUDIA A., SARAÒ A., BUKCHIN B. & SUHADOLC P. (2000) - *The 1976 Friuli (NE Italy) thrust faulting earthquake: a reappraisal 23 years later*. Geoph. Res. Lett., **27**: 573-576, Washington.
- ARATTANO M., DEGANUTTI A., GODONE F., MARCHI I. & TROPEANO D. (1991) - *L'evento di piena del 23-24 settembre 1990 nel bacino del Fella (Alpi Giulie)*. Ass. Min. Subalpina, **4**: 627-673.
- A.R.P.A. - F.V.G. (2006) - *Rilevamento dello stato dei corpi idrici sotterranei della Regione Friuli Venezia Giulia*. Rapporto interno.
- ASSERETO R., DESIO A., DI COBERTALDO D. & PASSERI L.D. (1968) - *Note illustrative della carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; foglio 14A, Tarvisio*. Min. Industria, Commercio Artigianato, Direzione Gen. Miniere, Servizio Geologico d'Italia, Ercolano (Napoli): 1-70.
- AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA BACCHIGLIONE (1994) - *Studi finalizzati alla redazione del Piano di bacino del fiume Isonzo - Studio sulla sicurezza idraulica del sottobacino del Torre*. Venezia.
- AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE (2004) - *Progetto di Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico dei bacini idrografici dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Piave, Brenta-Bacchiglione*. <http://www.adbve.it>. Documenti/piani/Relazione_PA1_ITPB.pdf. Venezia.
- AVANZINI M. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25.000. Tavola 26 III - Fondo*. 159 pp., SELCA, Firenze.
- AVANZINI M., BARGOSI G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A. (2007) - *Note illustrative del Foglio 026 Appiano. Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Provincia A. di Trento, Provincia A. di Bolzano, 184 pp., SystemCart, Roma
- BAGGIO P., BELLINO L., CARRARO F., FIORASO G., GIANOTTI F. & GIARDINO M. (1997) - *Schede per il rilevamento geologico delle formazioni superficiali*. Il Quaternario - It. J. Quaternary Sci., **10**: 655-680, Napoli.
- BARATTOLO F. (2002) - *Late Cretaceous - Paleogene dasycladaleans and the K/T boundary problem*. In: I. BUCUR & S. FILIPESCU (Eds.), *Research advances in calcareous algae and microbial carbonates*. 19-40, Cluj University Press.
- BARATTOLO F. & ROMANO R. (2005) - *Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic-Lower Jurassic: an evolutive interpretation*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 123-142, Roma.
- BARBIERI G. & GRANDESSO P. (2007) - *Note illustrative del Foglio 082 Asiago. Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione Veneto, 135 pp., SELCA, Firenze.
- BARNABA P.F. (1979) - *Interpretazione geologico-strutturale della zona di Buia*. Mem. Sci. Geol., **XXXII**: 4-11, Padova.

- BAROZZI N. (1859) - *Gemona e il suo distretto*. Tipografia del commercio. 102 pp. Venezia
- BASSIOUNI M.A. (1979) - *Brackische und marine Ostracoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus der Oligozan und Neogen der Turkei (Kainozoikum und Braunholen der Turkei)*. Geol. Jb., **31**: 1-200, Wien.
- BASSOULLET J.-P., BERNIER P., CONRAD M.A., DELOFFRE R. & JAFFREZO M. (1978) - *Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé*. Geobios, mém. spec. **2**: 1-330, Lyon.
- BATTELLO E. & VAIA F. (1999) - *Un paleoalveo in Val Resia*. Gortania-Atti Mus. Friulano St. Nat., **21**: 33-38, Udine.
- BERGER S. & KAEVER M. J. (1992) - *Dasycladales - An illustrated monograph of a fascinating algal order*. 247 pp, Georg Thieme Verlag, Stuttgart-New York.
- BERGGREN W.A. & MILLER K.G. (1988) - *Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetochronology*. Micropaleontology, **34**: 362-380, New York.
- BERNARDIS G., POLI M.E., SNIDARCIG A. & ZANFERRARI A. (2000) - *Seismotectonic and macroseismic characteristics of the earthquake of Bovec (NW Slovenia: april 12, 1998)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **41**: 133-148, Trieste.
- BERRA F., DELFRATI L. & PONTON M. (2007) - *Dolomia Principale*. Carta geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali. Quaderni s. III, 7/4, fasc. VI: 63-72, S.E.L.C.A., Firenze.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario - It. J. Quat. Sci., **17**(1): 75-82, Torino
- BAJIC J., AOUDIA A., SARAO A. & SUHADOLC P. (2001) - *The 1998 Bovec-Krn mountain (Slovenia) earthquake sequence*. Geophys. Res. Lett., **28**: 1839-1842, Washington.
- BORSETTI A.M. (1970) - *Biostratigrafia del Monte S. Simeone (Prealpi Carniche)*. Giorn. Geol., ser.2, **36** (1968): 567-580, Bologna.
- BOSELLINI A. (1965a) - *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias*. Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina, **15**: 1-72, Trento.
- BOSELLINI A. (1965b) - *Schema strutturale del Permo-Trias postercinico nelle Alpi Meridionali*. Accad. Naz. Lincei, Rend. Sci. Fis. Mat. Nat., s. VIII, **38**: 216-222, Roma.
- BOSELLINI A. E COLLABORATORI (1973) - *Modelli di sedimentazione carbonatica nel Mesozoico delle Alpi Venete*. AGIP Mineraria, impegno 5852, rapp. interno, 41 pp., Milano
- BOSELLINI A. (1973) - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. In B. ACCORDI (Ed.), *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. Acc. Naz. Lincei, **183**: 163-205, Roma.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C. (1971) - *I "Calcari grigi" di Rotzo (Giurassico inferiore, Altopiano d'Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi venete*. Annali Univ. Ferrara, **9/5**: 1-61, Ferrara.
- BOSELLINI A. & DAL CIN R. (1968) - *Il Giurassico medio-superiore di Fonzaso*. Annali. Univ. Ferrara, **4**: 237-247, Ferrara.
- BOSELLINI A. & HARDIE L.H. (1988) - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 245-266, Roma.
- BOSELLINI A. & MASETTI D. (1972) - *Ambiente e dinamica deposizionale del calcare del Vajont (Giurassico medio, Prealpi bellunesi e friulane)*. Annali Univ. Ferrara, **5/4**: 87-100, Ferrara.
- BOSELLINI A. & SARTI M. (1978) - *Geologia del gruppo M. Cuar - M. Covria (Prealpi Carniche)*. Giorn. Geol., **43**: 47-88, Bologna.
- BOSELLINI A., MASETTI D. & NERI M. (1982) - *La geologia del Passo del Falzarego*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (ed.) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. 273-278, Bologna.
- BOSELLINI A., MASETTI D. & SARTI M. (1981a) - *A Jurassic "Tongue of Ocean" infilled with oolitic sands: the Belluno trough, Venetian Alps, Italy*. Marine Geol., **44**: 59-95, Amsterdam.
- BOSELLINI A., MASETTI D. & SARTI M. (1981b) - *The Vaiont Limestone: an oolitic deep sea fan, Middle Jurassic, Venetian Alps*. IAS 2nd Eur. Region. Meeting, Excursion Guidebook, 307-342, Bologna.
- BOSELLINI A., NERI C. & STEFANI M. (1996) - *Geologia delle Dolomiti, introduzione geologica*. 78a riunione estiva Soc. Geol. It., 9-53,
- BOSI C., CAMPONESCHI B. & GIGLIO G. (1976) - *Indizi di possibili movimenti lungo faglie in occasione del terremoto del Friuli del 6 maggio 1976*. Boll. Soc. geol. It., **95**: 803-830, Roma.

- BOURROUILH R. (1987) - *Evolutionary mass flow-megaturbidites in an interplate basin: example of the north Pyrenean basin*. In: L.J. DOYLE & R. BOURROUILH (Eds.) - *Megaturbidites*. Geo-Marine Letters, **7/2**, 69-81.
- BOYCE J.I. & EYLES N. (2000) - *Architectural element analysis applied to glacial deposits: internal geometry of a late Pleistocene till sheet, Ontario, Canada*. GSA Bull., **112**: 98-118, Tulsa.
- BRAGA G.P., CARLONI G.C., COLANTONI P., CORSI M., CREMONINI P., FRASCARI F., LOCATELLI D., MONESI A., PISA G., SASSI F.P., SELLI R., VAI G.B. & ZIRPOLI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 4c-13 M. Cavallino-Ampezzo*. Serv. Geol. Italia, 108 pp., Roma.
- BRAMBATI A., CORSI M., GIORGETTI F., ONOFRI R., STEFANINI S. & ULCIGRAI F. (1980a) - *Geological Emergency Interventions in the Earthquake Stricken Zones of Friuli: the example of Osoppo town*. Boll. Geof. Teor. Appl., **19**: 989-1017, Trieste.
- BRAMBATI A., FACCIOLI E., CARULLI G.B., CUCCHI F., ONOFRI F., STEFANINI S. & ULCIGRAI F. (1980b) - *Studio di microzonazione sismica dell'area di Tarcento (Friuli)*. Regione A. Friuli-Venezia Giulia, Ed. C.L.U.E.T., 131 pp., Trieste.
- BRESSAN G., DE FRANCO R. & GENTILE F. (1992) - *Seismotectonic study of the Friuli (Italy) area based on tomographic inversion and geophysical data*. Tectonophysics, **207**: 383-400, Amsterdam.
- BRESSAN G., SNIDARCIC A. & VENTURINI C. (1998) - *Present state of stress in the eastern Southern Alps*. Tectonophysics, **292**: 211-227, Amsterdam.
- BRESSAN G., BRAGATO L.P. & VENTURINI C. (2003) - *Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia region (Northeastern Italy)*. Bull. Seismol. Soc. America, **93/3**: 1280-1297.
- BROLI L., CARRARO F., CUCCHI F., ONOFRI F., STEFANINI S. & ULCIGRAI F. (1980) - *Comune di Gemona del Friuli: Studio geologico per la ricostruzione*. Tip. Naz., 95 pp. Trieste.
- BRUN C. & SEMERARO R. (2003) - *Recenti ricerche sulla Grotta dell'Uragano (Monte Musi, Prealpi Giulie occidentali)*. Atti "Incontro nazionale di speleologia "Spélaion 2003" - San Giovanni Rotondo (Foggia), 5-8 dicembre 2003.
- BRUGMAN W.A. (1986) - *A palynological characterization of the Upper Scythian and Anisian of the Transdanubian Central Range (Hungary) and the Vicentian Alps (Italy)*. PhD thesis, Univ. Utrecht.
- BURRATO P., POLI M.E., VANNOLI P., ZANFERRARI A., BASILI R. & GALADINI F. (2008) - *Sources of Mw 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: an updated view based on geological and seismological evidence*. Tectonophysics, **453**: 157-176, Amsterdam.
- BUCUR J. (1999) - *Stratigraphic significance of some skeletal algae (Dasycladales, Caulerpales) of the Phanerozoic*. In: A. FARINACCI & A.R. LORD (Eds.): *Depositional episode and bioevents*. Paleopelagos, Spec. Public., **2**: 6-37, Roma.
- BUSER S. (1968) - *Osnovna geološka karta Jugoslavije 1:100.000, list Gorica*. Savezni geološki zavod, Beograd.
- BUSER S. (1987) - *Osnovna geološka karta Jugoslavije 1:100.000, list Tolmin in Vdem*. Savezni geološki zavod, Beograd.
- BUSER S. (1989) - *Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia)*. Mem. Soc. Geol. It. **40**: 313-320, Roma.
- BUSER S., GRAD S. & PLENIČAR M. (1967) - *Osnovna geološka karta Jugoslavije 1:100.000, list Postojna*. Savezni geološki zavod, Beograd.
- CALORE C., DELLA VEDOVA B., GRASSI S., MARSON I., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1995) - *A hydrothermal system along the coastal area of Friuli - Venezia Giulia region (NE Italy)*. Proceedings of the World Geothermal Congress. **2**: 1269-1274, Firenze.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset bed and bedset*. Sedimentology, **8**: 7-26.
- CAPUTO R., POLI M.E. & ZANFERRARI A. (2010) - *Neogene-Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy*. J. Structural Geol., **32**: 1009-1027, Oxford.
- CARLONI G.C. & GHIRETTI N. (1966) - *Geologia della Valle del Piova (Cadore)*. Giorn. Geol., **33**: 569-593, Bologna.
- CARRARO F. & PETRUCCI F. (1977) - *Geologia dei depositi superficiali: anfiteatro morenico*. In: B. MARTINIS (ed.): *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. Riv. It. Paleont. Strat., **82**: 193-393, Milano.
- CARRARO F. & PETRUCCI F. (1982) - *Tentative assessment of the deformation of a morainic amphitheatre: the Tagliamento Amphitheatre (Italy)*. Z. Geomorph., n.F., **26**: 331-341, Berlin.

- CARULLI G.B.(ed.) (2000) - *Guida alle Escursioni dell'80ª Riunione Estiva della Società Geologica Italiana*. Trieste 6-8 settembre 2000. 358 pp., Ed. Università Trieste.
- CARULLI G.B. (2006) - *Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia (scala 1:150.000, con Note ill.)*. Regione A. Friuli Venezia Giulia, Direz. Ambiente LL.PP., SELCA, Firenze.
- CARULLI G.B. & PONTON M. (1992) - *Interpretazione strutturale profonda del settore centrale carnico-friulano*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1992/2, CROP 1/1A, 275-284, Camerino.
- CARULLI G.B., CAROBENE L., CAVALLIN A., MARTINIS B. & ONOFRI R. (1980) - *Evoluzione strutturale plio-quaternaria del Friuli e della Venezia Giulia*. CNR, P.F. Geodinamica, pubbl. **356**: 489-545.
- CARULLI G.B., COZZI A., LONGO SALVADOR G., PERNARCIC E., PODDA F. & PONTON M. (2000a) - *Geologia delle Prealpi Carniche. Carta Geologica delle Prealpi Carniche (alla scala 1:50.000)*. Ed. Museo Friulano St. Nat., pubbl. **44**, 46 pp., Udine.
- CARULLI G.B., COZZI A., MASETTI D., PERNARCIC E., PODDA F. & PONTON M. (2003) - *Middle Triassic-Early Jurassic extensional tectonics in the Carnian Prealps (eastern Southern Alps, NE Italy)*. Mem. Sci. Geol., **54**: 151-154, Padova.
- CARULLI G.B., DROLI G.P. & GIORGETTI F. (1988) - *Indagini geofisiche nella Valle del Torre*. Rassegna Tecnica Friuli-Venezia Giulia, **6**: 33-35, Udine.
- CARULLI G.B., FANTONI R., MASETTI D., PONTON M., TRINCIANTI E., TROMBETTA G.L. & VENTURINI S. (1998) - *Analisi di facies e proposta di revisione stratigrafica del Triassico superiore del Sudalpino orientale*. Atti Ticinensi Sci. Terra, **7**: 159-183.
- CARULLI G.B., FRIZZO P., LONGO SALVADOR G., SEMENZA E., BIANCHIN G., MANTOVANI F. & MEZZACASA G. (1987) - *La geologia della zona tra il T. Chiarzo e il F. Fella (Alpi Carniche)*. Giorn. Geol., s. 3, **49**: 1-32, Bologna.
- CARULLI G.B., GIORGETTI F., NICOLICH R. & SLEIKO D. (1982) - *Friuli zona sismica: sintesi di dati sismologici, strutturali e geofisici*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cura di): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide geol. regionali S.G.I., 361-370, Bologna.
- CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G. & PONTON M. (2000b) - *Le unità ladino-carniche del Triassico superiore del Sudalpino orientale*. Ann. Univ. Ferrara, Sci. Terra, suppl. **5**: 75-84, Ferrara.
- CARULLI G.B., ZUCCHI STOLFA M.L. & PIRINI RADRIZZANI C. (1982) - *L'Eocene di Monte Forcella (Gruppo del Monte Amariana - Carnia orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 65-70, Roma.
- CASTELLARIN A. (ed.) (1981) - *Carta tetonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. CNR, P.F. Geodin., **441**, Bologna.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. J Geodynamics, **30**: 251-274, Oxford.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1982) - *Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (eds.), *Guida alla Geologia del Sudalpino cento-orientale*. Guide Geol. Regionali Soc. Geol. It., 1-22, Bologna.
- CASTELLARIN A., FRASCARI F. & VAI G.B. (1980) - *Problemi di interpretazione geologica profonda del Sudalpino orientale*. Rend. Soc. Geol. It., **2** (1979), 55-60 Roma.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Appenines*. Annales Tectonicae, **6**: 62-94, Firenze.
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006) - *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. Tectonophysics, **414**: 259-282, Amsterdam.
- CASTELLARIN N. (2006) - *Analisi sedimentologica e petrografica di alcune successioni torbiditiche paleogeniche del Friuli*. Tesi di laurea inedita. Università di Padova, 92 pp.
- CASTIGLIONI G.B. (2004) - *Quaternary glaciations in the eastern sector of the Italian Alps*. In: J. ELHERS & P.L. GIBBARD (Eds.) *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology ? Part I: Europe*. Elsevier, 209-215, Amsterdam.
- CATI A., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1989a) - *Northeastern Italy. Integrated processing of geophysical and geological data*. Mem. Soc. Geol. It., **40**: 273-288, Roma.
- CATI A., SARTORIO D. & VENTURINI S. (1989b) - *Carbonate platform in the subsurface of the Northern Adriatic area*. Mem. Soc. Geol. It., **40**: 295-308, Roma.
- CATANI G. & TUNIS G. (2001) - *Caratteristiche sedimentologiche dei megabanconi carbonatici paleogenici del Bacino Giulio (Valli del Natisone, Friuli orientale)*. Studi Trentini Sci. Nat. - Acta Geologica, **77**: 81-102, Trento.

- CAVALLIN B. & MARTINIS B. (1986) - *Le sismiti nelle Prealpi friulane*. In Alto - Cron. Soc. Alpina Friulana, **68**: 104-113, Udine.
- CERETTI E. (1965) - *La geologia del gruppo del Monte Plauris (Carnia)*. Giorn. Geol., ser.2, **33**: 1-50, Bologna.
- CESCHIA M., MICHELETTI S. & CARNIEL R. (1991) - *Rainfall over Friuli-Venezia Giulia - high amounts and strong geographical gradients*. Theoretical Appl. Climatology, **43/4**: 175-180.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. In: A. MANCINELLI (Ed.), *Biostratigrafia dell'Italia centrale*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1994, 9-128, Camerino.
- CHANNEL J.E. & GRANDESSO P. (1987) - *A revised correlation of Mesozoic polarity chrons and calpionellid zones*. Earth Planet. Sci. Letters, **85**: 222-240, Amsterdam.
- CHANNEL J.E.T., KOZUR H.W., SIEVERS T., MOCK R., AUBRECHT R. & SYKORA M. (2003) - *Carnian-Norian biomagnetostratigraphy at Silica Brezová (Slovakia): correlation to other Tethyan sections and to the Newark Basin*. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, **191**: 65-109, Amsterdam.
- CIARABELLINI M., MANIÀ G., SOBAN S., TENDOR M., TUNIS G., VENTURINI S. & ZOFF S. (1999) - *Studio geologico-stratigrafico del Complesso Vigant-Pre-Oreak (Friuli orientale)*. Atti VIII Conv. Reg. Speleologia Friuli Venezia Giulia, Ronchi dei Legionari-Gorizia, 4-6 giugno 1999, 87-94, Ronchi dei Legionari.
- CITA M.B. (1975) - *Stratigrafia della sezione di Possagno*. In: H.M. BOLLI (ed.): *Monografia micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, provincia di Treviso, Italia*. Schweitz. Paläont. Abhandl., **97**: 9-33.
- CLAPS M. & MASETTI D. (1994) - *Milankovitch periodicities recorded in Cretaceous deep-sea sequences from the Southern Alps (Northern Italy)*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **19**: 99-107, Oxford.
- COBIANCHI M. (2002) - *I nannofossili calcarei del Giurassico medio e superiore del Bacino di Belluno (Alpi Calcareae meridionali)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, **43**: 3-24.
- COCCOLO A. & SGOBINO F. (1997) - *Le colate detritiche quali effetti indiretti del terremoto: l'evento del 9 giugno 1987 nel torrente Vegliato (Gemona del Friuli)*. In: A. ZANFERRARI & F. CROSILLA (eds.), "La scienza e i terremoti. Analisi e prospettive dall'esperienza del Friuli 1976 - 1996". Atti Convegno, Udine 14-15 novembre 1996. 69-74, Ed. Forum, Udine.
- COMEL A. (1954) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. Genesi della pianura orientale costruita dall'Isonzo e dai suoi affluenti*. N. Ann. Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia, **5**: 1-286, Gorizia.
- COMEL A. (1955) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. II. Genesi della pianura centrale connessa all'antico sistema fluvio-glaciale del Tagliamento*. N. Ann. Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia, **6**: 1-216, Gorizia.
- CORSI M. (1969) - *I movimenti franosi nel Friuli - Venezia Giulia*. Atti Conv. "Opere di prevenzione e soccorso nelle calamità naturali", S. Daniele del Friuli, 18 ottobre 1969, 30 pp., Tip. Sociale, Gorizia.
- COSTA V., DOGLIONI C., GRANDESSO P., MASETTI D., PELLEGRINI G.B. & TRACANELLA E. (1996) - *Foglio 063 "Belluno" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 e Note illustrative*. 74 pp., Istituto poligrafico e zecca dello Stato, Roma.
- COUSIN M. (1963a) - *Contribution a l'étude géologique des Préalpes Carniques Orientales (Alpes Méridionales, pro. de Udine, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, **5/5**: 809-820, Paris.
- COUSIN M. (1963b) - *Sur la stratigraphie et la paléogéographie du Frioul occidental: la Val Cellina (Alpes Méridionales, Udine, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, **5/7**: 1085-1092, Paris.
- COUSIN M. (1981) *Les rapports Alpes-Dinarides - Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie*. Soc. Géol. du Nord, **1-2**: 1-521, Villeneuve d'Asq.
- COUSIN M., DURAND DELGA M. & SIGAL J. (1966) - *Données nouvelles sur le Crétacé de la haute et moyenne vallée du Tagliamento*. Bull. Soc. Géol. France, s.7, **8**: 503-517, Paris.
- COUSIN M. & NEUMANN M. (1971) - *Microfaciès du Lias dans les Préalpes juliennes occidentales (Frioul, Italie)*. Rev. Micropal., **14**: 35-49, Paris.
- COZZI A. (2000) - *La successione norico-retica*. In: G.B. CARULLI (Ed.) - *Guida alle escursioni 80° Riunione Estiva S.G. I.*, Trieste, 76-82. Ed. Univ. Trieste.
- COZZI A., HINNOV L.A. & HARDIE L.A. (2005) - *Orbitally forced Lofer cycles in the Dachstein Limestone of the Julian Alps (northeastern Italy)*. Geology, **33**: 789-792.

- CROCE D. & VAIA F. (1985) - *Aspetti geomorfologici dell'anfiteatro tilaventino (Friuli)*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., **7**: 5-36, Udine.
- CUCCHI F., GIORGETTI F., GEMITI F., MASSARI G. & OBERTI S. (1998) - *Caratterizzazione geochimica delle falde acquifere della Pianura Friulana*. C.N.R.-G.N.D.C.I., Pubbl. n. 1955, LR4, Atti Giornata Mondiale dell'Acqua "Acque sotterranee: Risorsa invisibile": 61-71, Roma.
- CUCCHI F., MASSARI G. & OBERTI S. (1999) - *Fluttuazioni della falda freatica nell'Alta pianura friulana*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., **21**: 39-51, Udine.
- CUVILLIER J., FOURY G. & PIGNATTI MORANO A. (1968) - *Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul occidental, Italie)*. Geol. Romana, **7**: 141-156 Roma.
- D'AGOSTINO N., CHELONI D., MANTENUTO S., SELVAGGI G., MICHELINI A. & ZULIANI D. (2005) - *Interseismic strain accumulation in the Southern Alps (NE Italy) and deformation at the eastern boundary of the Adria block observed by CGPS measurements*. Geophysical Res. Lett., **32**: L19306, American Geoph. Union, St. Louis.
- DAINELLI G. (1915) - *L'Eocene Friulano. Monografia geologica e paleontologica*. Mem. Geografiche, **1**: 1-721, Firenze.
- DAINELLI G. (1921) - *La struttura delle Prealpi Friulane*. Ed. Le Memorie geografiche: pp. 218, Firenze.
- DALLA VECCHIA F.M. (2008) - *Vertebrati fossili del Friuli*. Pubblicazione n. 50, Edizioni Museo Friulano di Storia Naturale, 303 pp., Udine.
- 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**: 221-232, Padova.
- DALLA VECCHIA F.M. & VENTURINI S. (1996) - *Le possibili impronte di dinosauro del M. Bernadia e le potenzialità paleoicnologiche delle sezioni stratigrafiche*. Natura Nascosta, **12**: 34-44, Monfalcone.
- DE CASTRO P. (1991) - *Jurassic*. In: 5th Int. Symp. on Fossil Algae. Capri, 7-12 april 1991. Field-Trip Guide book, 12-18, Napoli.
- DE CASTRO P. (1997) - *Introduzione allo studio in sezione sottile delle Dasycladali fossili. - An approach to thin-section study of fossil Dasycladales*. - Quad. Accad. pontaniana, **22**: 1-261, Napoli.
- DE GASPERI G.B. (1914) - *Note geologiche sul bacino torboso di Bueriis*. In: G. BIASUTTI, G.B. DE GASPERI, A. DEL PRA & I. DORTA. *La sistemazione dei torrenti Urana e Soima e il conseguente prosciugamento delle paludi di Bueriis, Zegliacco e Collalto nel mandamento di Tarcento*. 17-26, Ed. Tip. Moretti, Udine.
- DELEKRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni - Fascicolo I - Unità validate*. Servizio Geologico d'Italia, Quaderni, serie III, **7**: 228 pp., Roma.
- DELOFFRE R. & GÉNOT P. (1982) - *Les algues dasycladales du Cénozoïque*. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, mém. **4**: 1-247, Pau.
- DESIO A. (1926) - *L'evoluzione morfologica del bacino del Fella*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **65**: 205-461, Pavia.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO., SIORPAES C. & VAIL P.R. (1993) - *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. Mem. Sci. Geol., **45**, 1-27, Padova.
- DISS WORKING GROUP (2010) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>. © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundschau, **76**, 735-754, Stuttgart.
- ERBA E., CHANNEL J.E.T., CLAPS M., JONES C., LARSEN R., OPDYKE B., PREMOLI SILVA I., RIVA A., SALVINI G. & TORRICELLI S. (1999) - *Integrated stratigraphy of the Cisono Apicore (Southern Alps, Italy): a "Reference section" for the Barremian-Aptian interval at low latitudes*. J. Foram. Res., **29**: 371-391.
- FABIANI R. (1915) - *Il Paleogene Veneto*. Mem. R. Ist. Geol. Univ. Padova, **3**: 1-336, Padova.
- FABIANI R., LEONARDI P., KOSSMAT F. & WINKLER A. (1937) - *Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000, Foglio 26 Tolmino*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia.
- FANTONI R., CAPELLANI D., MERLINI S., ROGLEDI S., VENTURINI S. (2002) - *La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampaese Veneto-Friulano*. Mem. Soc. Geol. It., **57**:301-313, Roma.
- FANTONI R., LONGO SALVADOR G., PODDA F., PONTON M. & SCOTTI P. (1998) - *L'unità a laminiti organiche nel Norico del Rio Resartico (Val Resia, Prealpi Giulie)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, serie spec., **7**: 109-123, Pavia.

- FAVERO V. & GRANDESSO P. (1982) - *Nuovi affioramenti di Pliocene marino nei dintorni di Bassano del Grappa (Vicenza)*. Mem. Soc. Geol. It. **24**, 71-77, Roma.
- FERUGLIO E. (1914) - *Una vertebra di "Cervus elaphus" LINN. nelle argille lacustri di Val di Mea (alto bacino del Torre)*. In Alto, **5-6**: 1-3, Udine.
- FERUGLIO E. (1925a) - *Carta geologica delle Tre Venezie*. Foglio 25 Udine. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia, Firenze.
- FERUGLIO E. (1925b) - *Le Prealpi tra l'Isonzo e l'Arzino*. Boll. Assoc. Agraria Friulana, s. **7**: 39-40, 301 pp., Udine.
- FERUGLIO E. (1929a) - *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie: Foglio 25 Udine*. Uff. Idrografico R. Magistrato Acque Venezia, 77 pp., Venezia.
- FERUGLIO E. (1929b) - *Nuove ricerche sul Quaternario del Friuli*. Giorn. Geol., s. 2, **4**:1-36, Bologna.
- FERUGLIO E. (1953) - *La regione carsica di Villanova del Friuli*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino, fasc. II, 1-68, Torino.
- FISCHER A.G. (1964) - *The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic*. Kansas State Geological Survey Bulletin, **169**: 107-149, Kansas City.
- FITZKO F., SUHADOLC P., AUDIA A. & PANZA G.F. (2005) - *Constraints on the location and mechanism of the 1511 Western-Slovenia earthquake from active tectonics and modelling of macroseismic data*. Tectonophysics, **404**: 77-90, Amsterdam.
- FODOR L., JELEN B., MARTON E., SKABERNE D., CAR J. & VRABEC M. (1998) - *Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: implication for the Alpine-Carpathian extrusion model*. Tectonics, **17**/5: 690-709.
- FONTANA A., BONDESAN A., MENEGHEL M., TOFFOLETTO F., VITTURI A. & BASSAN V. (2012) - *Note illustrative del Foglio 107 "Portogruaro" - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. ISPR, Servizio Geologico d'Italia - Regione del Veneto, 187 pp., InfoCartoGrafica, Piacenza.
- FRASCARI F. & ZANFERRARI A. (1977) - *Geologia delle formazioni pre-quadernarie*. In: B. MARTINIS (Ed.): *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. Riv. It. Paleont. Strat., **83**: 237-262, Milano.
- FRASCARI F., VAT G.B. & ZANFERRARI A. (1979) - *Profilo carnico centrale. Nota illustrativa sommaria*. Rend. Soc. Geol. It., **1** (1978): 15-17, Roma.
- GALADINI F., POLI M.E. & ZANFERRARI A. (2005) - *Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy)*. Geophysical J. Int., **161**: 739-762, Oxford.
- GALLET Y., BESSE J., KRYSSTYN L., MARCOUX J., GUEX J. & THÉVENIAUX H. (2000) - *Magnetostratigraphy of the Kavaalani section (southwestern Turkey): Consequence for the origin of the Antalya calcareous nappes (Turkey) and for the Norian (Late Triassic) magnetic polarity timescale*. Geophys. Res. Lett., **27**: 2033-2036.
- GAROFALO M.L. (1985) - *L'evoluzione quaternaria dell'alto bacino del torrente Torre (Prealpi Giulie)*. Tesi di laurea inedita. Università di Trieste.
- GAROFALO M.L. & PUGLIESE N. (1990) - *I sedimenti paleolacustri nell'alta valle del Torrente Torre (Friuli orientale, Italia)*. Atti Museo Geol. Paleont. Monfalcone. Quad. Spec. **1**: 133-142, Monfalcone.
- GELATI R. (1969) - *Nuove osservazioni sulla successione miocenica affiorante sul Torrente Meduna in provincia di Pordenone*. Riv. It. Paleont. Strat., **75**: 165-182, Milano.
- GENTILE G.F., BRESSAN G., BURLINI L. & DE FRANCO R. (2000) - *Three-dimensional Vp and Vp/Vs models of the upper crust in the Friuli area (northeastern Italy)*. Geoph. J. Int., **141**: 457-478, Oxford.
- GHIELMI M., MINERVINI M., NINI C., ROGLEDI S., ROSSI M. & VIGNOLO A. (2010) - *Sedimentary and tectonic evolution in the Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei, suppl., **21**: 131-166, Heidelberg.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998) - *Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy). Definition of sequences and basin evolution*. In: P.CH. DE GRACIANSKY, T. JACQUIN & P.R. VAIL (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of Western European Basin*. S.E.P.M. Special Publication, **60**: 719-747, Tulsa.
- GIARDINO M. & FIORASO G. (1998) - *Cartografia geologica delle formazioni superficiali in aree di catena montuosa: il rilevamento del Foglio "Bardonecchia" nell'ambito del Progetto CARG*. Mem. Sc. Geol., **50**: 133-153, Padova.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J. & WALKER M.J.C. (2009) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. J. Quat. Sci., **25**/2: 96-102.

- GIORGETTI F. (1976) - *An example of microseismic zoning in the Madonna di Buia area*. Boll. Geof. Teor. Appl., **19**: 696-706, Trieste.
- GIORGETTI F., PETRONIO L. & PALMIERI F. (1995) - *Ricostruzione della geometria dell'acquifero del Tagliamento ad Osoppo (Udine) con diverse metodologie di prospezione geofisica*. Atti 2° Conv. Naz. Protezione Gestione Acque Sotterranee, Nonantola (Modena), 17-19 Maggio 1995, Quaderni Geol. Appl., Pitagora ed., Bologna.
- GIORGETTI F. & STEFANINI S. (1989a) - *Vulnerabilità degli acquiferi del Campo di Osoppo-Gemona all'inquinamento (Provincia di Udine)*. CNR, Gruppo Naz. Difesa Catastrofi Idrogeol., Reg. A. Friuli Venezia Giulia, 125 pp., Trieste.
- GIORGETTI F. & STEFANINI S. (1989b) - *Composizione e provenienza delle acque di risorgiva del Campo di Osoppo Gemona e della Piana di Artegna e Buia (Provincia di Udine)*. Atti Museo Friulano St. Nat. - Gortania, **11**: 36-92, Udine.
- GNACCOLINI M. (1968) - *Sull'origine del "conglomerato pseudo cretaceo" di Vernasso (Cividale del Friuli)*. Riv. It. Paleont. Strat., **74/4**: 1233-1254, Milano.
- GNACCOLINI M. & MARTINIS B. (1974) - *Nuove ricerche sulle formazioni calcaree giurassico-cretaciche della regione compresa tra le valli del Natisone e del Piave*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **14**: 5-109, Milano.
- GNACCOLINI M. & MATTAVELLI L. (1969) - *Esempi di sedimentazione ciclica nella zona interna del complesso di scogliera Barcis-Cansiglio*. Univ. Milano, Ist. Geol. Paleont., pubbl., **8**: 343-362, Milano.
- GORTANI G. (1910) - *Retico, Lias e Giura nelle Prealpi dell'Arzino*. Boll. R. Comitato Geol. It., **41**: 157-172, Roma.
- GORTANI M. (1912) - *Sull'età delle antiche alluvioni cementate nella valle del Tagliamento*. Boll. Soc. Geol. It., **31**: 388-394, Roma.
- GORTANI M. (1920) - *I bacini della But. del Chiarsò e della Vinadia in Carnia*. Pubbl. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia, **104**: 71 pp., Venezia.
- GORTANI M. (1935) - *I terrazzi del bacino montano del Tagliamento e nelle valli contigue*. Giorn. Geol., **9** bis: 1-41, Bologna.
- GORTANI M. (1959) - *Carta della glaciazione würmiana in Friuli*. Rend. Atti Acc. Sci., Ist. Bologna, s. 11, **6**: 1-11, Bologna.
- GORTANI M. & DESIO A. (1925) - *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 14-Pontebba*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia, 86 pp., Padova.
- GORTANI M. & DESIO A. (1927) - *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 14-Pontebba*. Uff. Idrografico Magistr. Acque Venezia, 86 pp., Padova.
- GRAD K. & FERJANČIČ L. - *Osnovna geološka karta Jugoslavije 1:100.000, list Kranj*. Savezni geološki zavod, Beograd.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. (eds.) (2004) - *A Geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, 589 pp., Cambridge.
- GRANIER B. & DELOFFRE R. (1993) - *Inventaire critique des Algues dasycladales fossiles. II partie: Les algues dasycladales du Jurassique et du Cretace*. Revue Paleobiologie, **12**: 19-65, Ginevra.
- GRANIER B. & GRGASOVIĆ T. (2000) - *Les Algues Dasycladales du Permien et du Trias. Nouvelle tentative d'inventaire bibliographique, géographique et stratigraphique*. Geologia Croatica, **53/1**: 1-197.
- GRANDESSO P., VERGERIO P.P. & VILLA I. (2000) - *Stratigrafia ad isotopi stabili dello Stronzio nel Conglomerato del Montello (Miocene superiore) dell'area friulana*. Riassunti, 80° Riunione Estiva S.G.I., Trieste, 6-8 settembre 2000: 270-272, Trieste.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G. & VALENSISE G. (2007) - *CFTI4Med. Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*. INGV-SGA, Roma. <http://stor.gv.it/cfti4med/>.
- GULLO M. (1996) - *Conodont biostratigraphy of uppermost Triassic deep-water calcilitites from Pizzo Mondello (Sicani Mountains): evidence for Rhaetian pelagites in Sicily*. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, **126**: 309-323, Amsterdam.
- GÜMBEL C.W. (VON) (1857) - *Untersuchungen in den bayrischen Alpen zwischen Isar und Salzach*. Jb. k.k. geol. Reichsanstalt, Jg. **7**, H. I: 146-151, Wien.
- HAMMERL C. (1994) - *The earthquake of January 25th, 1348: discussion of sources*. In: P. Albini & A. Moroni (eds.), *Materials of the CEC project Review of historical seismicity in Europe*. CNR-Ist. Ricerca sul Rischio Sism., **2**: 225-240, Milano.

- HAUER F. (VON) (1853) - *Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen*. Jb. k.k. geol. Reichsanst., **4**:715-784, Wien.
- HAUER F. (VON) (1857) - *Ein Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Raibler Schichten*. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, **24**:537-566, Wien.
- HAUER F. (VON) (1868) - *Geologische Übersichtskarte der Österreichischen Monarchie, M. 1:576.000*, Wien.
- IACCARINO S. & ROVERI E. (1964) - *Sull'età della scaglia nella media valle dell'Arzino in destra Tagliamento (Udine)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 3-20, Roma.
- IACUZZI R. & VAIA F. (1977) - *Studio geomorfologico dell'alto bacino del Torre (Friuli)*. Ist. Geol. Paleont., Univ. Trieste, Pubbl. **193**: 44 pp., Trieste.
- IACUZZI R. & VAIA F. (1978) - *Il territorio di Artegna: contributi geologici per la ricostruzione*. Amministrazione Comunale di Artegna, ed. Grillo, 31 pp., Udine.
- IACUZZI R. & VAIA F. (1981a) - *La geologia di Magnano in Riviera (Friuli). Contributo alla conoscenza del suo territorio*. Amm. Com. di Magnano in Riviera, ed. fototext.: 1-44, Udine.
- IACUZZI R. & VAIA F. (1981b) - *Carte tematiche del territorio della Comunità Montana delle Valli del Torre. Note illustrative*. 18 pp., Arti Grafiche Friulane, Udine.
- ISSC (1994) - *International Stratigraphic Guide*, 214 pp. Trondheim-Norway & Boulder-Colorado.
- JADOUL F., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISIA S. (1994) - *Norian-Rhaetian stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)*. In: G. CARANNANTE & R. TONIELLI (eds.), "IAS 15th Regional meeting". Ischia, Post Meeting Fieldtrip Guidebook, Excursion B1, pp. 3-38.
- JADOUL F., NICORA A., ORTENZI A. & POHAR C. (2002) - *Ladinian stratigraphy and paleogeography of the Southern Val Canale (Pontebbano-Tarvisiano, Julian Alps, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 29-47, Roma.
- KALVACHEVA R., SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1986) - *Acritarch evidence for the Cambrian age of phylolites in the Agordo area (South-Alpine basement of Eastern Alps, Italy)*. Rev. Paleobot. Palynol., **48**: 311-326, Amsterdam.
- KASTELIC V., VRABEC M., CUNNINGHAM D. & GOSAR A. (2008) - *Nealpine structural evolution and present day tectonic activity of the eastern Southern Alps: the case of the Ravne fault, NW Slovenia*. J. Structural Geol., **30**: 963-965, Oxford.
- KEIM L., BRANDNER R., KRZYSTYN L. & METTE W. (2001) - *Termination of carbonate slope progradation: an example from the Carnian of the Dolomites, Northern Italy*. Sedimentary Geol., **143**/3-4: 303-323, Amsterdam.
- KOKEN E. (1913) - *Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz, Abteital, Südtirol*. Abhandl. k.k. geol. Reichsanstalt, **16**, Wien.
- KOLLMANN K. (1960) - *Cytherideinae und schulerideinae n. subfam. (ostracoda) aus dem neogen des östlichen oesterreich*. Mitteilungen geol. Ges. Wien, **4**: 89-125, Wien.
- KOZUR H. & MOCK R. (1991) - *New Middle Carnian and Rhaetian conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas*. Jb. Geol. B.-A. Wien, **134**: 271-297, Wien.
- LABALME P., MUTTI F. & SEGURET M. (1987) - *Megaturbidites: a depositional model from the Eocene of SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain*. In: L.J. DOYLE & R. BERROUILH (eds.): *Megaturbidites*. Geo Marine Letters **7/2**: 91-101, New York.
- LÄUFER A., LOESCHKE J. & VIANDEN B. (1993) - *Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) - Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation*. Jb. Geol. B.-A., **136**/1: 137-162, Wien.
- LOCATELLI D. (1961) - *Primi risultati di uno studio geologico sulle Prealpi dell'Arzino in Friuli*. Mem. Acc. Patavina SS. LL. AA., **73**, 14 pp., Padova.
- LEPSIUS R. (1876) - *Erläuterung einer geologischen Karte des westlichen Südtirol*. Zeitschr. Deutsch. geol. Gesellschaft, **28**: 1-160.
- LOCATI M., CAMASSI R. & STUCCHI M. (a cura di) (2011) - *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.
- LOEBLICH A.R.JR. & TAPPAN H. (1987) - *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Company, 970 pp., New York.
- LOMBARDINI G. (1920) - *Sopra il nuovo lembo oligocenico d'Osoppo nel Friuli*. Riv. It. Paleont., **26**: 18-41.

- MANCIN N., COBIANCHI M., DI GIULIO A. & CATELLANI D. (2007) - *Stratigraphy of the Cenozoic subsurface succession of the Venetian-Friulian basin (NE Italy): a review*. Riv. It. Paleont. Strat., **113/3**: 401-418, Milano.
- MARINELLI O. (1894a) - *Una visita ai giacimenti di boghead di Monte Musi*. In Alto, **5**: 20-22, Udine.
- MARINELLI O. (1894b) - *Tracce glaciali sul versante settentrionale del M. Ciampon*. In Alto, **5**, Udine.
- MARINELLI O. (1896) - *Ancora sopra i depositi morenici del versante settentrionale del monte Ciampon*. In Alto, **7**: 20-21, Udine.
- MARINELLI O. (1900) - *Tracce di una più antica glaciazione nell'anfiteatro morenico friulano*. In Alto, **6**: 73-74, Udine.
- MARINELLI O. (1902) - *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli*. Pubblicazioni R. Ist. studi superiori pratici e di perfezionamento. Firenze. 256 pp.
- MARINONI C. (1877) - *Contributi alla geologia del Friuli. Di un lembo eocenico nelle falde settentrionali del M.te Plauris*. Atti R. Ist. Veneto SS. LL. AA., s. 5, 3, Venezia.
- MARINONI C. (1878) - *Contribuzioni alla geologia del Friuli. Ulteriori osservazioni sull'Eocene friulano*. Atti Soc. It. Sci. Nat., Mus. Civ. St. Nat. Milano, **21**: 485-499, Milano.
- MARINONI C. (1881) - *Sui minerali del Friuli*. Annuario Statistico per la Provincia di Udine Acc. Udinese SS. LL. AA., **3**: 190 pp., Udine.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.), Proc. II Planktonic Conference, Roma (1970): 739-785.
- MARTINIS B. (1955) - *L'Oligocene Friulano*. Atti I Conv. Friulano Sci. Nat., Museo Friulano St. Nat., 336-395, Udine.
- MARTINIS B. (1962) - *Ricerche geologiche e paleontologiche sulla regione compresa tra il fiume Judrio ed il fiume Timavo (Friuli orientale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **8**: 1-244.
- MARTINIS B. (1966) - *Prove di ampi sovrascorrimenti nelle Prealpi friulane e venete*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **25**: 31 pp., Padova.
- MARTINIS B. (ed.) (1977) - *Carta geologica dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **83**: 199-393, Milano.
- MARTINIS B. & FONTANA M. (1968) - *Ricerche sui calcari oolitici giurassici del Bellunese*. Riv. It. Paleont. Strat., **74/4**: 1177-1230, Milano.
- MARTIRE L. (2007) - *Rosso Ammonitico Veronese*. Carta geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali. Quaderni s. III, 7/4, fasc. VI: 98-105. S.E.L.C.A., Firenze.
- MÁRTON E., ČOSOVIČ V., DROBNE K. & MORO A. (2003) - *Palaeomagnetic evidence for Tertiary counter-clockwise rotation of Adria*. Tectonophysics, **377**: 143-156, Amsterdam.
- MÁRTON E. (2006) - *Paleomagnetic evidence for Tertiary counterclockwise rotation of Adria with respect to Africa*. In: N. PINTER *et al.* (eds.): *The Adria microplate: GPS, Geodesy, Tectonics and Hazards*. NATO Sci. Series, ser. IV, **61**: 71-80, Springer, Dordrecht.
- MASETTI D. & BOTTONI A. (1978) - *L'Encrinite di Fanes e suo inquadramento nella paleogeografia giurassica dell'area dolomitica*. Riv. It. Paleont. Strat., **84/1**: 169-186, Milano.
- MASETTI D. & BIANCHIN G. (1987) - *Geologia del Gruppo della Schiara (Dolomiti Bellunesi). Suo inquadramento nella evoluzione giurassica del margine orientale della piattaforma di Trento*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 187-212, Roma.
- MASETTI D., CLAPS A., GIACOMETTI A., LODI P. & PIGNATTI P. (1998) - *I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. Atti Ticinensi. Sci. Terra, **40**: 139-183, Pavia.
- MASETTI D., POSENATO R., CARULLI G.B., PISANC B. & RUVINETTI R. (2000) - *L'unità Calcari scuri stratificati*. In: G.B. CARULLI *et alii* (eds), Guida escursioni 80ª Riunione est. Soc. Geol. It., Trieste, sett. 2000, 59-62, Univ. Trieste.
- MASSARI F. (1990) - *The foredeeps of the northern Adriatic margin: evidence of diachroneity in deformation of the Southern Alps*. Riv. It. Paleont. Strat., **96**: 351-380, Milano.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & JOBSTRAIBIZER PG. (1986a) - *A small polyhistory basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy)*. In: Foreland Basins (P.A. ALEN & P. HOMEWOOD Eds.), Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., **8**, Blackwell Scientific, Oxford, 141-168.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & ZANFERRARI A. (1986b) - *The Oligo-Miocene molasse of Veneto-Friuli region, Southern Alps*. Giorn. Geol., **48**: 235-255, Bologna.

- MASSARI F., MELLERE D. & DOGLIONI C. (1994) - *Cyclicality in non-marine foreland-basin sedimentary fill: the Messinian conglomerate-bearing succession of the Venetian Alps (Italy)*. In: M. MARZO & C. PUIGDEFABREGAS (eds.): *Alluvial sedimentation*. Int. Ass. Sedimentologist, spec. publ. **17**: 501-520, Oxford.
- MATTAVELLI L. & RIZZINI A. (1974) - *Facies euxiniche nelle dolomie noriche dell'Ampezzano (Udine): petrografia e sedimentologia*. Mem. Riv. It. Paleont. Strat., **14**: 114-138, Milano.
- MAZZOLI S. & HELMAN M. (1994) - *Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics*. Geol. Rundschau, **83**: 464-468.
- MELETTI C. & VALENSISE G. (a cura di) (2004) - *Zonazione sismogenetica Z59. Appendice 2 al Rapporto conclusivo*. Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (ordinanza PCM 20.03.03 n. 3274) - <http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf>.
- MELLERE D., STEFANI C. & ANGEVINE C. (2000) - *Polyphase tectonic through subsidence analysis: the Oligo-Miocene Venetian and Friuli Basin, north-east Italy*. Basin Res., **12**: 159-182, Oxford.
- MERLINI S., DOGLIONI C., FANTONI R. & PONTON M. (2002) - *Analisi strutturale lungo un profilo geologico fra la linea Fella-Sava e l'avampaese adriatico (Friuli - Venezia Giulia - Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 293-300, Roma.
- MEULENKAMP J.E. & SINGH W. (2003) - *Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African - Eurasian convergent plate boundary zone*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **196**: 209-228, Amsterdam.
- MIALL A.D. (1996) - *The Geology of Fluvial Deposits*. 565 pp., Springer Verlag, Berlin - Heidelberg.
- MLAKAR I. (1969) - *Nappe structure of the Idrija-Žiri Region*. Geologija, **12**: 5-72, Ljubljana.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. (1976) - *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows*. In: STANLEY D.J. & SWIFT D.J.P. (Eds.): *Marine sediment transport environmental management*: 197-218, New York.
- MONACHESI G. & STUCCHI M. (1998) - *DOM 4.1 an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area*. <http://emidius.mi.ingv.it/DOM/home.html>.
- MONEGATO G. (2006) - *Le successioni continentali conglomeratiche messiniano-pleistoceniche nel bacino del Fiume Tagliamento*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università degli Studi di Padova, 160 pp.
- MONEGATO G. & STEFANI C. (2010) - *Stratigraphy and evolution of a long-lived fluvial system in the southeastern Alps (NE Italy): the Tagliamento conglomerate*. Austrian J. Earth Sci., **103/2**: 33-49, Vienna.
- MONEGATO G. & STEFANI C. (2011) - *Preservation of a long-lived fluvial system in a mountain chain: the Tagliamento Valley (Southeastern Italian Alps)*. In: S.K. Davidson, S. Leleu & C.P. North (Eds.), *From river to rock record: The preservation of fluvial sediments and their subsequent interpretation*. S.E.P.M. Special Publication, **97**: 359-374, Tulsa.
- MONEGATO G., RAVAZZI C., DONEGANA M., PINI R., CALDERONI G. & WICK L. (2007) - *Evidence of a two-fold glacial advance during the Last Glacial Maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps)*. Quaternary Res., **68**: 284-302, Washington.
- MORELLI C. & MOSETTI F. (1955) - *Rilievo geofisico sperimentale allo sbocco del Tagliamento in pianura*. L'Energia Elettrica, **32**, 12 pp., Trieste.
- MOSETTI F. (1983) - *Sintesi sull'idrologia del Friuli Venezia Giulia*. Quaderni Ente Tutela Pesca Friuli - Venezia Giulia, **6**: 296 pp., Udine.
- MOSETTI F. (1989) - *Carsismo e idrologia carsica nel Friuli Venezia Giulia*. Quaderni Ente Tutela Pesca Friuli - Venezia Giulia, **17**: 1-159, Udine.
- MUSCIO G. (ed.) (1996) - *Il fenomeno carsico del Massiccio dei Monti La Bernadia (Prealpi Giulie - Friuli)*. Mem. Ist. It. Speleologia, s. II, **8**: 143 pp., Udine.
- MUSCIO G. & VENTURINI S. (1988) - *I giacimenti a pesci fossili del Friuli Orientale*. In: A. TINTORI, G. MUSCIO, & F. BIZZARINI (a cura di): *Pesci Fossili Italiani*, 67-72, Milano.
- MUTTONI G., CARCANO C., GARZANTI E., GHIELMI M., PICCIN A., PINI R., ROGLEDI S. & SCIUNNACH D. (2003) - *Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps*. Geology, **31**: 989-992, Boulder.
- NASC - NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., **67**: 841-875, Tulsa.

- NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAPUTO R. & BOSELLINI A. (2007) - *Note Illustrative del Foglio 029 - Cortina d'Ampezzo. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione Veneto, 200 pp., SystemCart, Roma.
- NERI C. & STEFANI M. (1998) - *Sintesi stratigrafica e sequenziale dell'evoluzione permiana superiore e triassica delle Dolomiti*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 417-463, Roma.
- NIEVO I. (1908) - *L'anfiteatro morenico del Tagliamento e le successive fasi glaciali*. Boll. Soc. Geol. It., **27**: 45-83, Roma.
- NORBIATO D., BORGHA M., SANGATI M. & ZANON F. (2007) - *Regional frequency analysis of extreme precipitation in the eastern Italian Alps and the August 29, 2003 flash flood*. J. hydrology **345**: 3-4.
- O.G.S. (1981) - *Studio idrogeologico della piana di Artegna-Buia-Gemona-Osoppo*. Regione A. Friuli - Venezia Giulia, Direzione Reg. LL. PP., Serv. Idraulica, Rapporto Interno.
- OLTEANU R. & VEKUA M. (1989) - *Quelques considérations sur les genres *Tyrrenocythere* (Ruggieri, 1955) et *Hemicytheria* (Pokornyi, 1955) (Ostracoda, Crustacea) du Néogène supérieur de la Paratéthis*. Geobios, **22**: 65-97.
- OGOROLEC B. (2011) - *Microfacies of Mesozoic Carbonate Rocks of Slovenia*. Geologija, **54/2**, suppl., 1-136 pp., Ljubljana.
- ONIDA M. (2001) - *Deformazioni gravitative profonde di versante: stato delle conoscenze e progresso delle ricerche in Italia*. In: G. PASQUARE (Ed.): *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. Fondazione Cariplo per la Ricerca Scientifica - CNR-Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali - Milano, 35-73, Milano.
- PAIERO G. & MONEGATO G. (2003) - *The Pleistocene Evolution of Arzino Alluvial Fan and Western Part of Tagliamento Morainic Amphitheatre (Friuli, NE Italy)*. Il Quaternario - It. J. Quat. Sci., **16**: 185-193, Torino.
- PÁLFY J., DEMŽNY A., HAAS J., CARTER E.S., GŠRŠG A., HALÁSZ D., ORAVECZ-SCHŠFFER A., HETŽNYI M., MÁRTON E., ORCHARD M.J., OZSVART P., VETŐ, I. & ZAJZON, N. (2006) - *Triassic/Jurassic boundary events inferred from integrated stratigraphy of the Csávár section, Hungary*. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, **244**: 11-33, Amsterdam.
- PANIZZA M. (1977) - *Geologia dei depositi superficiali: settore intravallivo*. In: B. MARTINIS (Ed.): *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. Riv. It. Strat. Paleont., **82**: 193-393, Milano.
- PARONUZZI P. (1982) - *Variazioni litologiche nel conglomerato della media valle del Tagliamento*. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Trieste.
- PARONUZZI P. (1993) - *Il rischio idrogeologico nei ricorsi storici*. Rassegna Tecnica del Friuli Venezia Giulia, **6**: 31-38, Udine.
- PARONUZZI P., COCCOLO A. & GARLATTI G. (1998) - *Eventi meteorici critici e debris flows nei bacini montani del Friuli*. L'Acqua, **6**: 39-50.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 vol., 1199 pp., Tauchnitz, Leipzig.
- PERUZZA L., POLI M.E., REBEZ A., RENNER G., ROGLEDI S., SLEJKO D. & ZANFERRARI A. (2002) - *The seismic sequence of Friuli 76: new seismotectonic aspects*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 391-400, Roma.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007) - *Maiolica*. Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali. Quaderni s. III, 7/4, fasc. VI: 167-187, S.E.L.C.A., Firenze.
- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. 248 pp., Selbstverlag, Wien.
- PICOTTI V., COBIANCHI M., FANTONI R. & MASETTI D. (2003) - *Platform to basin transitions: tectonic control and patterns in the Mesozoic of the eastern Southern Alps*. Mem. Sci. Geol., **54**: 115-118, Padova.
- PICOTTI V. (2003) - *Note illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25.000. Tavola 80 IV "Roncone"*. 123 pp., SELCA, Firenze.
- PIRINI C., TUNIS G. & VENTURINI S. (1986) - *Biostratigrafia e paleogeografia dell'area sud-occidentale dell'anticlinale M. Mia - M. Matajur (Prealpi Giulie)*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 327-382, Milano.
- PIRONA G.A. (1861a) - *Cenni geognostici sul Friuli*. Annuario Assoc. Agraria Friuli, **4**: 259-299, Udine.
- PIRONA G.A. (1861b) - *Sulle antiche morene del Friuli*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **2**: 548-556, Milano.
- PISA G. (1972) - *Geologia dei monti a N di Forni di Sotto (Carnia occidentale)*. Giorn. Geol., s. 2, **38**: 543-688, Bologna.

- PISA G. (1974) - *Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio-triassica delle Alpi Carniche sud-occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 35-83, Roma.
- PISA G., MARINELLI M. & VIEL G. (1980) - *Infraraibl group: a proposal (Southern calcareous Alps, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**: 983-1002, Milano.
- PLACER L. (1973) - *Reconstruction of the Nappe structure of the Idrija-Žiri Region*. Geologija, **16**: 317-334, Ljubljana.
- PLACER L. (1981) - *Geologic structure of southwestern Slovenia*. Geologija, **24**/1: 27-60, Ljubljana.
- PLACER L., VRABEC M. & CELARC B. (2010) - *The bases for understanding of the NW Dinarides and Istria peninsula tectonics*. Geologija, **53**/1: 55-86, Ljubljana.
- PODDA F. & PONTON M. (1997) - *Evoluzione paleogeografica e paleo strutturale delle Prealpi Carniche settentrionali al passaggio Trias-Giura*. Atti Ticinensi Sci. Terra, **39**: 269-280, Pavia.
- POLIAK M. (1986) - *The structural evolution of the Slovene Outer Dinarides in Tertiary and Quaternary*. XI Kongr. Geol. Jugoslavije, **3**: 299-322, Tara.
- POLI M.E. (1995) - *Evidenze di tettonica a thrust dinarica nelle Prealpi Giulie meridionali (Italia Nord-orientale)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, ser. spec., **3** (1995): 99-114, Pavia.
- POLI M.E. (1996) - *Analisi strutturale del Monte di Medea. (Friuli Orientale - Gorizia)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, ser. spec., **4** (1996): 103-113, Pavia.
- POLI M.E. (2008) - *Il massiccio carbonatico della Bernadia nelle Prealpi Giulie (Friuli, Italia NE): la registrazione di eventi tettonici tra il Cretacico superiore e il Quaternario*. Rendiconti on-line Soc. Geol. It., **2**: 649-650.
- POLI M.E. (2009) - *La carta geologica del Massiccio della Bernadia (Prealpi Giulie meridionali, Friuli, Italia NE)*. Rendiconti on-line Soc. Geol. It., **5**: 168-171.
- POLI M.E., BURRATO P., GALADINI F. & ZANFERRARI A. (2008) - *Seismogenic sources responsible for destructive earthquakes in NE Italy*. Boll. Geof. Teorica Appl. Vol. spec. "Scenari di danno nell'area veneto-friulana": **49**/3-4: 301-314, Trieste.
- POLI M.E., PERUZZA L., REBEZ A., RENNER G., SLEJKO D. & ZANFERRARI A. (2002) - *New seismotectonic evidence from the analysis of the 1976-1977 and 1977-1999 seismicity in Friuli (NE Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **43**: 53-78, Trieste.
- POLI M.E., RENNER G., SLEJKO D. & ZANFERRARI A. (2000) - *Sismotettonica e cinematica dell'area compresa fra il Veneto orientale e la Slovenia occidentale*. 80° Riunione estiva S.G.I., Trieste, settembre 2000, Proceedings, pp. 382-383, Trieste.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1992) - *The Agordo basement (NE Italy): a 500 MA-long geological record in the Southalpine crust*. IGCP 276 Newsletter, **5**: 283-296, Siena.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1995) - *L'ortogess della Malga delle manze (basamento sudalpino orientale - Comelico)*. Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **16** (1994): 41-58, Udine.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (2011) - *Analisi sismotettonica della Carnia centrale (Friuli, Italia-Nord-orientale)*. 30° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste 14-17 Novembre 2011, Riassunti estesi delle comunicazioni, 85-86, Moseetti Tecniche Grafiche, Trieste.
- PONDRELLI S., EKSTROM G. & MORELLI A. (2001) - *Seismotectonic re-evaluation of the 1976 Friuli, Italy, seismic sequence*. J. Seismol., **5**: 73-83.
- PONTON M. (2001) - *Schema geologico delle Prealpi Carniche orientali*. In: G. MUSCIO G. (ed.), *Il fenomeno carsico delle Prealpi Carniche orientali (Friuli)*. Mem. Ist. Ital. Speleol., s. II, **12**: 39-58, Udine.
- PONTON M. (2002) - *La tettonica del gruppo del M. Canin e la linea Val Resia - Val Coritenza (Alpi Giulie occidentali)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 283-292, Roma.
- PONTON M. (2007) - *Un'area polideformata nelle Prealpi carniche: il Monte Broili e il Cuel dal Meloc*. Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **28**: 7-18, Udine.
- PONTON M. (2010) - *Architettura delle Alpi Friulane*. Museo Friulano St. Nat., pubbl. 52: 80 pp., Udine.
- PONTON M. & TUNIS G. (1996) - *La geologia del massiccio dei Monti la Bernadia (Prealpi Giulie)*. In: G. MUSCIO G. (ed.), *Il fenomeno carsico del massiccio dei Monti la Bernadia*. Mem. Ist. Ital. Speleol., s. II, **8**: 36-48, Udine.
- PRETO N., ROGGI G. & GIANOLLA P. (2005) - *Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 269-279, Roma.

- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trend from the Bottaccione section, Gubbio, Italy*. *Palaeontographica Italica*, **82**: 1-89, Pisa.
- QUERINI R. (1986) - *Le lave torrentizie nelle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie: nuovi contributi e conoscenze*. *L'Italia Forestale e Montana*, 41/5: 279-300, Firenze.
- RAFFI I. & RIO D. (1978) - *Il nannoplankton calcareo dell'affioramento pliocenico di Cornuda (Veneto)*. *L'Ateneo Parmense*, **14**: 81-94, Parma.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W. & LIZER H.G. (1991) - *Lateral extrusion in the eastern Alps, part 2: structural analysis*. *Tectonics*, **10/2**: 257-271.
- REBEZ A., SLEJKO D. & SUHADOLC P. (1982) - *Seismic behaviour at the Alps-Dinarides contact*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **40**: 273-288, Roma.
- REGIONE AUTONOMA FRIULI - VENEZIA GIULIA (1990) - *Catasto regionale dei pozzi per acqua e delle perforazioni eseguite nelle alluvioni quaternarie e nei depositi sciolti del Friuli - Venezia Giulia*. Pubbl. Regione A. Friuli - Venezia Giulia, Dir. Reg. Ambiente, 7 voll., Trieste.
- REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA - DIREZIONE REGIONALE LAVORI PUBBLICI - SERVIZIO DELL'IDRAULICA (1990) - *Piano di sistemazione idraulica del bacino del Corno-Stella*. Rapporto interno, SERTECO S.r.l., Udine.
- RICHTHOFFEN F. (VON) (1860) (*Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sanct Casian und Seisseralpen in Südtirol*. 327 pp., Perthes Verlag, Gotha.
- RIGO M., PONTON M., & ROGGI G. (2007) - *The coeval anoxic basin with the Dolomia Principale in the Eastern Southern Alps: What conodonts tell us about paleogeography*. *Geoitalia 2007*, Rimini, 12-14 settembre 2007, Epitome, 2: 168-169, Stella Arti grafiche, Trieste.
- ROGGI G. (2004) - *Palynological investigations in the Carnian of Cave del predil area (once Raibla, Julian Alps)*. *Rev. Paleobot. Palynol.*, **132**: 1-35, Amsterdam.
- ROGGI G., MIETTO P. & DALLA VECCHIA F.M. (1995) - *Contribution to the biostratigraphy of the "Dolomia di Forni" (Upper Triassic, Carnia, NE Italy)*. *Mem. Sci. Geol.*, **47**: 125-133, Padova.
- RIGO M., DE ZANCHE V., GIANOLIA P., MIETTO P., PRETO N. & ROGGI G. (2005) - *Correlation of Upper Triassic sections throughout the Lagonegro Basin*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **124**: 293-300, Roma.
- ROGGI G. & DALLA VECCHIA F.M. (1997) - *The palinology and paleoenvironment of the upper Triassic dolomitic-marly sequence of Dogna Valley (Udine, Friuli - Venezia Giulia, NE Italy) with reptile trackways*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **103/2**: 183-192, Milano.
- ROVIDA A., CAMASSI R., GASPERINI P. & STUCCHI M. (ed.) (2011) - *CPTIII, versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Milano, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>.
- SACCO F. (1937) - *Il Glacialismo veneto*. *L'Universo*, **7**: 1-40, Firenze.
- SARTI M. (1979) - *Il Paleogene della Val Tremugna (Prealpi Carniche)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**: 87-108, Roma.
- SARTI M. (1982) - *Evoluzione strutturale del Gruppo M. Cuar - M. Covria e rilievi circostanti (Prealpi Carniche meridionali)*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cura di): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. *Guide Geol. regionali S.G.I.*, 321-328, Bologna.
- SARTORIO D., TUNIS G. & VENTURINI S. (1997) - *Evolution of the northeastern margin of the Friuli Platform: the Judrio valley section*. *Mem. Sci. Geol.*, **49**: 163-193, Padova.
- SCANDONE P. & STUCCHI M. (2000) - http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html.
- SCOTTI P., FANTONI R., PODDA F. & PONTON M. (2002) - *Depositi norici di ambiente anossico nelle Prealpi Friulane (Italia nord-orientale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **57**: 65-78, Roma.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. *Eclogae geol. Helv.*, **97**: 93-117, Basel
- SÉGURET M., LABAUME P. & MADARIAGA R. (1984) - *Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites of the south Pyrenean Basin (Spain)*. *Marine Geol.*, **55**: 117-131, Amsterdam.
- SELLI L. (1998) - *Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino Orientale (NE-Italia)*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **53**: 503-541, Roma.
- SELLI R. (1953) - *La geologia dell'alto bacino dell'Isonzo*. *Giorn. Geol.*, **19**: 1-153, Bologna.
- SELLI R. (1963) - *Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali*. *Giorn. Geol.*, s.2, **30**: 121 pp., Bologna.
- SEMENZA E. & LARGAIOLLI T. (1966) - *Studi geologici sulla zona della Giunzione Cadorina (Cadore orientale)*. *St. Trentini Sci. Nat.*, **43**: 157-159, Trento.

- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÁNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS GY., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÓ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKEYA E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. géol. France, **169**: 281-299, Paris.
- SGOBINO F. (1982) - *Studio geologico in prospettiva sismica del territorio*. Comunità Montana del Gemonese.
- ŠIBRAVA V., BOWEN D.Q. & RICHMOND G.M. (Eds.) (1986) - *Quaternary glaciations in the northern hemisphere*. Quaternary Sci. Rev., **5**: 514 pp., Oxford.
- SLEJKO F.F., CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., PETRINI R. & FLORA O. (2002) - *Geochemical and isotopic evidence of the emersion of the Middle Triassic carbonate platform in the Western Carnian Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 45-52, Roma.
- SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., NICOLICH R., REBEZ G., SEMENZA E. & ZANFERRARI A. (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. C.N.R.-G.N.D.T, Rend. 1, 82 pp., Trieste.
- SLEJKO D., NERI G., OROZOVA I., RENNER G. & WYSS M. (1999) - *Stress field in Friuli (NE Italy) from fault plane solutions of activity following the 1976 main shock*. Bull. Seismol. Soc. America, **89**: 1037-1052.
- SOUQUET P., ESCHARD R. & LODS H. (1987) - *Faciès Sequences in Large - Volume Debris - and Turbidity - Flows Deposits from the Pyrenees (Cretaceous; France, Spain)*. Geo-Marine Letters, **7**: 83-90.
- SPALIVIERO M. (2003) - *Historic fluvial development of the Alpine-foreland Tagliamento River, Italy, and consequences for floodplain management*. Geomorphology, **52/3-4**: 317-333.
- STEFANI C. (1982) - *Geologia dei dintorni di Fanna e Cavasso Nuovo (Prealpi Carniche)*. Mem. Sc. Geol., **35**: 203-212, Padova.
- 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**: 155-166, Bologna.
- STEFANI C., FELLIN M.G., ZATTIN M., ZUFFA G.G., DALMONTE C., MANCINI N. & ZANFERRARI A. (2007) - *Provenance and paleogeographic evolution in a multi-source foreland: the Cenozoic Venetian-Friulian Basin*. J. Sedimentary Researches, **77**: 867-887.
- STEFANI C., ZATTIN M. & GRANDESSO P. (2007) - *Petrography of Paleogene turbiditic sedimentation in northeastern Italy*. Geol. Soc. America Sp. paper **420**: 37-55.
- STEFANINI G. (1911) - *Sulla stratigrafia e sulla tettonica dei terreni miocenici del Friuli*. Pubbl. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque, **31**, 32 pp., Venezia.
- STEFANINI G. (1915) - *Il Neogene Veneto*. Mem. Ist. Geol. Mineral. R. Univ. Padova, **3**: 340-624, Padova.
- STEFANINI S. (1986) - *Litostratigrafie e caratteristiche idrologiche di pozzi della pianura friulana, dell'anfiteatro morenico del Tagliamento e del campo di Osoppo e Gemona*. Pubbl. Univ. Trieste, Ist. Geol. e Paleont., 705 pp., Trieste.
- STEFANINI S. (1987) - *Nuove indagini sulla costituzione profonda della falda del Campo di Osoppo e Gemona*. Rassegna Tecnica Friuli - Venezia Giulia, **6**: 36-41, Udine.
- STEFANINI S. & CATANI G. (1977) - *La falda freatica nella pianura di Osoppo e Gemona (Provincia di Udine): Idrogeologia e Idrochimica*. Quad. Ist. Ricerca Acque, **34/7**: 131-146, Roma.
- STEFANINI S. & KOBEC O. (1978) - *Caratteristiche idrogeologiche e chimiche della falda freatica nell'anfiteatro morenico del Tagliamento*. C.N.R., Quaderni Ist. Ricerca Acque, **34/8**: 203-221, Roma.
- STEFANINI S., GERDOL S. & STEFANELLI A. (1979) - *Studio per la definizione dei pericoli naturali nella Regione Friuli-Venezia Giulia*. Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia - Assessorato Agricoltura, Foreste, Economia Montana - Direz. Reg. Foreste: 32 pp. Tipografia Rotograf, Udine.
- STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) - *Radiocarbon calibration Program*. Radiocarbon, **35**: 215-230 ed aggiornamento *Radiocarbon calibration Program 1999 Rev. 4.1.2*, Tucson.
- SURIAN N. (2006) - *Morfologia e dinamica degli alvei fluviali del bacino montano*. In: F. BIANCO et alii (Eds.) "Il Tagliamento" Cierre Edizioni, Sommacampagna/VR, 87-91.
- TALAMO R., PAMPALONI M. & GRASSI S. (1978) - *Risultati delle misure di livellazione di alta precisione eseguite dall'Istituto Geografico Militare nelle zone del Friuli interessate dalle recenti attività sismiche*. Boll. Geodesia Sci. Affini, **38/1**: 6-75, Firenze.
- TAMBOSCO S. & VAIA F. (1999) - *La massa rocciosa della "rupe" di Cesclans*. Gortania-Atti. Mus. Friulano St. Nat., **21**: 5-32, Udine.

- TARAMELLI T. (1871) - *Sulla formazione eocenica del Friuli*. Atti Accad. Sc. LL. AA. Udine, **1**: 25-65, Udine.
- TARAMELLI T. (1875) - *Dei terreni morenici e alluvionali del Friuli*. Ann. R. Ist. Tecnico Udine, **8**: 1-91, Udine.
- TARAMELLI T. (1877) - *Catalogo ragionato delle rocce del Friuli (con carta geol. alla scala 1:450.000)*. R. Accad. Lincei, Roma.
- TARAMELLI T. (1881a) - *Carta geologica del Friuli*. Ed. Fusi, Pavia.
- TARAMELLI T. (1881b) - *Spiegazione della carta geologica del Friuli (provincia di Udine)*. Ed. Fusi, Pavia.
- TELLINI A. (1892) - *Descrizione geologica della tavoletta "Majano"*. In Alto, **3**: 18-25, 44-48, 76-81, Udine.
- TOUMARKINE M. & LUTERBACHER H. (1985) - *Paleocene and Eocene planktonic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, 87-154, Cambridge
- TOSI L., RIZZETTO F., BONARDI M., DONNICI S., SERANDREI BARBERO R. & TOFFOLETTO F. (2007) - *Note illustrative del Foglio 128 Venezia. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione del Veneto, 164 pp., SystemCart, Roma.
- TUNIS G. & VENTURINI S. (1984) - *Stratigrafia e sedimentologia del flysch maastrichtiano-paleocenico del Friuli orientale*. Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **6**: 5-58, Udine.
- 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, Roma.
- 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)*. Geologica Croatica, **45**: 127-150.
- VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A. (Eds.) (2002) - *Alpi e Prealpi Carniche e Giulie - Friuli Venezia Giulia*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, pp. 390, BE-MA Editore, Milano.
- VAIA F. (1982) - *Depositi proglaciali nella pedemontana friulana*. "Incontri" n.s., **1**: 2-10, Trieste.
- VAIA F. & VALENT M. (1998) - *La dinamica dei versanti nella media Val Torre*. Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **20**: 5-22, Udine.
- VAN DER EEM J.G.L.A. (1983) - *Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 6. Palynological investigations in the Ladinian and Lower Karnian of the Western Dolomites, Italy*. Rev. Palaeobot. Palynol., **39**: 189-300, Amsterdam.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements. Types and processes*. In: SCHUSTER & KRIZKER (eds): *Landslides: analysis and control*. Spec. Rep. 176, Transp. Res. Board, Nat. Acad. Sci., Washington.
- VENTURINI C. (1988) - *L'anfiteatro morenico del Tagliamento: evidenze di archi würmiani sepolti nelle alluvioni dell'alta pianura friulana e relative implicazioni glaciali e neotettoniche*. Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **10**: 65-80, Udine.
- VENTURINI C. (1990) - *Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali*. Museo Friulano St. Nat., pubbl. **36**: 220 pp., Udine.
- VENTURINI C. (1991) - *Cinematica neogenico-quadernaria del sudalpino orientale (settore friulano)*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1990): 109-113, Camerino.
- VENTURINI C. (1992) - *Il conglomerato di Osoppo*. Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **13**: 31-49, Udine.
- VENTURINI C. (2000) - *Significato dei conglomerati*. In CARULLI et alii (eds.): *Guida alle escursioni dell'81ª Riunione estiva della SGI*. 118-120, Trieste.
- VENTURINI C. (2002) - *Carta geologica delle Alpi Carniche (scala 1:25.000)*. SELCA, Firenze.
- VENTURINI C. (2003) - *Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio*. In: G. MUSCIO (Ed.): «*Glaciers*». Comune di Udine - Mus. Friulano St. Nat., 23-106, Udine.
- VENTURINI C. (coord.) (2009) - *Foglio 031 Ampezzo. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Univ. Bologna, A.T.I. SELCA-LAC-SystemCart, 2009.
- VENTURINI C., ASTORI A. & CISOTTO A. (2004) - *The Late Quaternary evolution of the Friuli upper plain*. In: G. PASQUARÈ, C. VENTURINI & G. GROPELLI (Eds.): *Mapping Geology in Italy*. S.EL.CA. Firenze.
- VENTURINI C. & CARULLI G.B. (2002) - *Nealpine structural evolution of the Carnic Alps central core (Mt. Amariana, Mt. Plauris, Mt. San Simeone)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 273-281, Roma.

- VENTURINI C., SPALLETTA C., VAI G.B., PONDRELLI M., FONTANA C., DELZOTTO S., LONGO SALVADOR G. & CARULLI G.B. (2009) - *Note illustrative del Foglio 031 Ampezzo. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Univ. Bologna, 232 pp., A.T.I. SELCA-LAC-SystemCart, 2009.
- VENTURINI S. (2002) - *Il pozzo Carnagacco 1: un punto di taratura stratigrafica nella pianura friulana*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 11-18, Roma.
- VENTURINI S. & TUNIS G. (1989) - *Nuovi dati e interpretazioni sulla tettonica del settore meridionale delle Prealpi Giulie e della regione al confine tra Italia e Jugoslavia*. Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **10**: 5-34, Udine.
- VENTURINI S. & TUNIS G. (1991a) - *Nuovi dati stratigrafici, paleoambientali e tettonici sul Flysch di Cormons*. Gortania - Atti Museo Friulano Storia Nat., **13**: 5-30, Udine.
- VENTURINI S. & TUNIS G. (1991b) - *Segnalazione di depositi miocenici nella Val Tremugna e presso Osoppo (Friuli)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, **34**: 39-42, Pavia.
- VENTURINI S. & TUNIS G. (1992) - *La composizione dei conglomerati cenozoici del Friuli: dati preliminari*. Studi geol. Camerti, Vol. Spec. 1992/2, CROP 1/1A, 285-295, Camerino.
- VENTURINI S. & TUNIS G. (1998) - *Il canyon Campaniano-Maastrichtiano della Val Torre (Prealpi Giulie)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, s. spec., **7**: 7-16, Pavia.
- VENTURINI S., TENTOR M. & LEBAN M. (1996) - *Le facies retico-liassiche del M. Amariana: precisazioni sul significato stratigrafico-paleoambientale*. Natura nascosta, **13**: 34-39, Monfalcone.
- VENZO S. (1977) - *I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa valle del Piave da Quero al Montello e del Paleopiave nella valle del Soligo (Treviso)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova **30**: 1-62, Padova.
- VENZO G.A. & BRAMBATI A. (1969) - *Prime osservazioni sedimentologiche sul Flysch Friulano*. St. Trentini Sci. Nat., sez. A, **46/1**: 3-10, Trento.
- VIAGGI M. & VENTURINI S. (1996) - *Dati biostratigrafici preliminari sui depositi salmastro-dulcicoli neogenici delle Prealpi veneto-friulane (Italia nordorientale)*. Natura Nascosta, **12**: 32-33, Monfalcone.
- VRABEC M. (1994) - *Some thoughts on the pull-apart origin of karst poljes along the Idrija strike-slip fault zonenin Slovenia*. Acta carsologica, **23**:158-168.
- VRABEC M. & FODOR L. (2006) - *Late Cenozoic tectonics of Slovenia: structural Styles at the north-eastern corner of the Adriatic microplate*. In: N. PINTER et al. (eds.): *The Adria microplate: GPS, Geodesy, Tectonics and Hazards*. NATO Sci. Series, ser. IV, **61**: 151-168, Springer, Dordrecht.
- WINKLER-HERMADEN A. (VON) (1923) - *Über den Bau der östlichen Südalpen*. Mit. Geol. Ges. Wien, **16**.
- WINKLER-HERMADEN A. (VON) (1936) - *Geologische Studien in der inneren Julischen Alpen*. Centralblatt für Mineral. Geol. Palaeont., **54-68**: 99-108, Wien.
- WISSMANN H.L. & MÜNSTER G.G. (1841) - *Beiträge und Geognosie und Petrefaktenkunde des südöstlichen Tirols vorzüglich der Schichten von St. Cassian*. Beitr. z. Petrefaktenk., **4**: 1-152, Bayreuth.
- ZANFERRARI A. (coord.) (2008a) - *Foglio 065 Maniago. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione A. Friuli Venezia Giulia, Graphic Linea, Tavagnacco-Udine.
- ZANFERRARI A. (coord.) (2008c) - *Foglio 066 Udine. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione A. Friuli Venezia Giulia, Graphic Linea, Tavagnacco-Udine.
- ZANFERRARI A. (coord.) (2008e) - *Foglio 086 San Vito al Tagliamento. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione A. Friuli Venezia Giulia, Graphic Linea, Tavagnacco-Udine.
- ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., FONTANA A. & PAIERO G. (2008f) - *Note illustrative del Foglio 086 San Vito al Tagliamento. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione A. Friuli Venezia Giulia, 190 pp., Graphic Linea, Tavagnacco-Udine.
- ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., GRANDESSO P., MONEGATO G., PAIERO G., POLI M.E. & STEFANI C. (2008b) - *Note illustrative del Foglio 065 Maniago. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione A. Friuli Venezia Giulia, 224 pp., Graphic Linea, Tavagnacco-Udine.
- ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., MONEGATO G., PAIERO G. & POLI M.E. (2008d) - *Note illustrative del Foglio 066 Udine. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT, Regione A. Friuli Venezia Giulia, 176 pp., Graphic Linea, Tavagnacco-Udine.
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., PIANETTI F. & SAURO U. (1982) - *Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale*. Mem. Sci. Geol., **35**: 355-376, Padova.

- ZANFERRARI A. & POLI M.E. (2011) - *Propagation of the Idrija strike-slip fault system in Friuli (western Julian Alps and Carnia region, NE Italy): preliminary report*. Geitalia 2011, Torino 19-23 settembre 2011, Epitome, **4**, 309, Torino.
- ZANIER L. (1975) - *Studio geolitologico del conglomerato di Verzegnis (Carnia)*. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Trieste.
- ZAMPIERI D., MASSIRONI M., SEDEA R. & SPARACINO V. (2003) - *Strike-slip contractional stepovers in the Southern Alps (northeastern Italy)*. Eclogae geol. Helv., **96**: 115-123, Basel.
- ZENARI S. (1927) - *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 24-Maniago. Scala 1:100.000*. Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque Venezia, Venezia.
- ZENARI S. (1929) - *Carta geologica delle Tre Venezie. Note illustrative del Foglio 24-Maniago. Scala 1:100.000*. Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque Venezia, 102 pp., Padova.
- ŽIVČIĆ M., KRN-2004 TEAM (2006) - *The Krn mountains (Slovenia) Mw 5.2 earthquake: data acquisition and preliminary results*. Geophysical Res. Abstr., **8**, 06439.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. J. Sedimentary Petrol., **50**: 21-29, Tulsa.

PROGETTO
CARG

Finito di stampare nel 2013
da