



PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI  
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI  
DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

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

foglio 086

## SAN VITO AL TAGLIAMENTO

a cura di

**A. Zanferrari<sup>1</sup>, R. Avigliano<sup>1</sup>, A. Fontana<sup>2</sup>, G. Paiero<sup>1</sup>**

*Con contributi di:*

**A. Asioli<sup>3</sup>, S. Barbieri<sup>4</sup>, G. Calderoni<sup>5</sup>, M. Donegana<sup>6</sup>, F. Massari<sup>7</sup>,  
G. Michelutti<sup>4</sup>, G. Monegato<sup>1</sup>, P. Mozzi<sup>2</sup>, R. Pini<sup>6</sup>, M.E. Poli<sup>1</sup>,  
N. Pugliese<sup>8</sup>, C. Ravazzi<sup>6</sup>, S. Rogledi<sup>9</sup>, C. Stefani<sup>7</sup>, S. Zanolla<sup>4</sup>**

*Gruppo di coordinamento:* **A. Zanferrari** (coord.), **F. Carraro<sup>10</sup>, P. Mozzi**

*Biostratigrafia:* **R. Banino<sup>6</sup>, M. Bertolini<sup>6</sup>, M. Donegana, R. Pini,**

**N. Pugliese, C. Ravazzi, E. Vavassori<sup>6</sup>**

*Petrografia:* **C. Stefani**

*Informatizzazione dei dati geologici:* **A. Marchesini<sup>1</sup>**

*Allestimento editoriale e cartografico:* **A. Marchesini**

Ente realizzatore

	REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA
Direzione centrale ambiente e LAVORI PUBBLICI	
<small>servizio geologico</small>	

*Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo –  
Servizio Geologico d'Italia:*

**L. Serva**

*Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo -  
Servizio Geologico d'Italia: **F. Galluzzo***

*Responsabile del Progetto CARG  
per la Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia: **T. Tirelli***

*Comitato Geologico Nazionale: \*-----*

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

*Revisione scientifica: **M. Pantaloni** (coord.), **R. Graciotti**, **M.L. Pampaloni***

*Coordinamento cartografico: \*-----*

*Revisione informatizzazione dati geologici: \*-----*

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa: \*-----*

PER LA REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA:

*Coordinatore cartografia geologica regionale: **M. Ravalico***

***Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:***

**M.T. Lettieri** (Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia)

- 
- 1 - Università di Udine - Dipartimento di Georisorse e Territorio
  - 2 - Università di Padova - Dipartimento di Geografia
  - 3 - CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Padova
  - 4 - ERSA - Servizio della sperimentazione agraria - Ufficio del Suolo (Pozzuolo del Friuli, UD)
  - 5 - Università di Roma "La Sapienza", Dipartimento di Scienze della Terra
  - 6 - CNR - Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Milano
  - 7 - Università di Padova - Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica
  - 8 - Università di Trieste - Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine
  - 9 - Eni - Divisione Exploration & Production, San Donato Milanese (MI)
  - 10 - Università di Torino - Dipartimento di Scienze della Terra

## INDICE

<b>I - INTRODUZIONE</b> .....	7
<b>II - CRITERI DI INDAGINE E DI RAPPRESENTAZIONE</b>	
<b>CARTOGRAFICA</b> .....	11
1. - Le unità a limiti inconformi (ubsu) ed informali .....	11
2. - Metodologie adottate per la realizzazione della carta geologica di superficie .....	14
3. - Criteri di analisi biostratigrafica, petrografica e per le datazioni isotopiche <sup>14</sup> C .....	16
4. - Criteri di analisi del sottosuolo della pianura.....	16
<b>III - STUDI PRECEDENTI</b> .....	19
<b>IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LINEAMENTI STRUTTURALI</b> .....	23
1. - Evoluzione mesozoica: la piattaforma carbonatica friulana e il bacino di Belluno .....	27
2. - Evoluzione paleogenica: l'evento dinarico .....	28
3. - Evoluzione neogenico-quadernaria: gli eventi Insubrico e Neoalpino .....	29
3.1. - Evento Insubrico .....	30
3.2. - Evento Neoalpino .....	30
3.2.1. - Fase serravalliano-messiniana .....	30
3.2.2. - Fase pliocenico-quadernaria .....	31
<b>V - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO</b> .....	35
<b>VI - EVOLUZIONE GEOLOGICA QUADERNARIA</b> .....	43
1. - I percorsi del F. Tagliamento nel postglaciale .....	50
<b>VII - STRATIGRAFIA</b> .....	57
1. - Successione continentale pliocenico-quadernaria.....	57
1.1. - Unità UBSU.....	58
1.1.1. - Sintema di Vivaro (VIV) .....	58
1.1.2. - Sintema di Spilimbergo (SPB).....	60
1.1.2.1. - Subsintema di Canodusso (SPB <sub>3</sub> ) .....	60
1.1.2.2. - Subsintema di Remanzacco (SPB <sub>4</sub> ) .....	64
1.1.3. - Sintema del Po (POI).....	67
1.1.3.1. - Unità di Malamocco (POI <sub>9</sub> ) .....	77
1.1.3.2. - Unità di Torcello (POI <sub>10</sub> ) .....	83

1.2. - Unità informali.....	87
1.2.1. - unità ubiquitarie (UIN) .....	87
1.2.1.1. - Depositi alluvionali delle incisioni dei corsi di risorgiva.....	88

### **VIII - IL SONDAGGIO CARG - FVG S5 AZZANO DECIMO**.....93

1. - Ubicazione e metodologie di esecuzione del sondaggio.....	93
2. - I log geofisici in foro e sulla carota estratta.....	96
2.1. - Gamma Nat Log.....	96
2.2. - Suscettività Magnetica.....	97
3. - Studio della successione sedimentaria.....	99
3.1. - Analisi petrografiche sulle sabbie.....	99
3.1.1. - Materiali e metodi.....	99
3.1.2. - Risultati.....	100
3.2. - Micropaleontologia dei foraminiferi e degli ostracodi.....	105
3.2.1. - Materiali e metodi.....	105
3.2.2. - Generalità e modelli di riferimento.....	105
3.2.2.1. - Foraminiferi.....	105
3.2.2.2. - Ostracodi.....	108
3.2.3. - Risultati.....	109
3.2.3.1. - Foraminiferi.....	109
3.2.3.2. - Ostracodi.....	111
3.2.4. - Conclusioni.....	112
3.3. - Indagine palinostratigrafica.....	112
3.3.1. - Materiali e metodi.....	112
3.3.2. - Il diagramma pollinico.....	114
3.3.3. - Suddivisione palinostratigrafica e caratteri paleoambientali.....	114
3.3.3.1. - Zona pollinica S1 (255,8 - 195,6 m).....	115
3.3.3.2. - Zona pollinica S2 (195,6 - 190,96 m).....	116
3.3.3.3. - Zona pollinica S3 (190,96 - 153 m).....	116
3.3.3.4. - Zona pollinica S4 (153 - 146,06/141,1 m).....	116
3.3.3.5. - Zona pollinica S5 (146,06/141,1 - 118,25 m).....	117
3.3.3.6. - Zona pollinica S6 (118,25 - 114,25 m).....	117
3.3.3.7. - Zona pollinica S7 (114,25 - 104,83 m).....	117
3.3.3.8. - Zona pollinica S8 (104,83 - 98,58 m).....	117
3.3.3.9. - Zona pollinica S9 (98,58 - 77,92 m).....	117
3.3.3.10. - Zona pollinica S10 (77,92 - 55,39 m).....	118
3.3.3.11. - Zona pollinica S11 (55,39 - 40,05 m).....	118
3.3.3.12. - Zona pollinica S12 (40,05 - 2,75 m).....	118
3.3.4. - La storia della vegetazione registrata ad Azzano Decimo.....	119
3.3.5. - Individuazione palinostratigrafica della base del Pleistocene superiore e delle fasi a sedimentazione fluvio-glaciale riferibili al MIS 6 e al MIS 2.....	120

3.4. - Analisi di facies .....	122
3.4.1. - Criteri adottati per il riconoscimento delle facies e degli ambienti deposizionali .....	122
3.4.2. - Le sequenze deposizionali .....	122
3.4.2.1. - Ciclo I (258,60-211,30 m) .....	123
3.4.2.2. - Ciclo II (211,30- 186,00 m) .....	124
3.4.2.3. - Ciclo III (186,00 - 142,40 m).....	124
3.4.2.4. - Ciclo IV (142,40 - 120,35 m).....	125
3.4.2.5. - Ciclo V (120,35 - 111,86 m).....	126
3.4.2.6. - Ciclo VI (111,86 - 97,73 m).....	126
3.4.2.7. - Ciclo VII (97,73 - 85,93 m) .....	127
3.4.2.8. - Ciclo VIII (85,93 - 0,80 m).....	127
3.5. - Cronologia isotopica.....	128
<b>IX - SISMICITA'</b> .....	133
1. Sismicità storica e strumentale.....	136
2. La Rete Sismometrica del FVG e la sismicità recente .....	137
3. La Riclassificazione sismica regionale.....	137
<b>X - ATTIVITÀ ESTRATTIVE</b> .....	139
<b>XI - DATAZIONI ISOTOPICHE <sup>14</sup>C</b> .....	141
<b>XII - I SUOLI</b> .....	149
1. - Suoli del sintema di vivaro .....	149
2. - Suoli del sintema di spilimbergo.....	150
3. - Suoli del sintema del Po .....	156
4. - Suoli delle unità ubiquitarie .....	159
<b>XIII - EXTENDED ABSTRACT</b> .....	161
1. - Geological setting, subsurface architecture and evolution.....	161
2. - Geomorphologic setting and Quaternary evolution .....	164
<b>XIV - LEGEND</b> .....	169
<b>XV - BIBLIOGRAFIA</b> .....	171

PROGETTO  
CARG

## I – INTRODUZIONE

Il Foglio 086 "San Vito al Tagliamento" 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 Nazionale (ora APAT - 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.

L'area del Foglio "San Vito al Tagliamento" (Fig. 1) ricade interamente nella pianura veneto - friulana, settore nord-orientale della Pianura Padana. In particolare essa rientra nella bassa pianura friulana occidentale ed è compresa nella Provincia di Pordenone, ad eccezione dei settori orientale, in sinistra idrografica del F. Tagliamento, e meridionale, che ricadono rispettivamente nella Provincia di Udine e in quella di Venezia (Regione del Veneto). L'area si estende tra Pordenone e Codroipo e arriva verso sud fino ai dintorni di Portogruaro e Latisana.

La morfologia del territorio del Foglio "San Vito al Tagliamento" presenta una generale debole inclinazione della superficie della pianura da nord-est (con quote massime intorno a 60 m s.l.m. nell'area a nord di Codroipo) verso sud (tra Ronchis e Alvisopoli) e verso sud-ovest (nell'area intorno a Pravidomini), dove si giunge a quote di circa 10 m s.l.m.. Nelle aree più depresse lungo le incisioni percorse dal F. Reghena e dal F. Sile le quote si aggirano sui 6-7 m s.l.m.

La rete idrografica comprende i percorsi di medio-bassa pianura del F. Tagliamento e del T. Meduna; nella porzione meridionale sono degni di nota numerosi fiumi di risorgiva, con andamento prevalente NE-SW e N-S, quali il Sile, il Fiume, il Loncon, il Reghena ed il Lemene.

Il rilevamento geologico e la Banca Dati sono stati realizzati da personale afferente al Dipartimento di Georisorse e Territorio dell'Università di Udine tra il 2002 e il 2005, sulla base delle sezioni alla scala 1:10.000 derivate dalla CTRN (Carta Tecnica Regionale Numerica) della Regione Friuli Venezia Giulia e della Regione del Veneto. I voli per le fotorestituzioni sono avvenuti quasi contemporaneamente (1997 per la parte friulana, 1999 per la parte veneta).

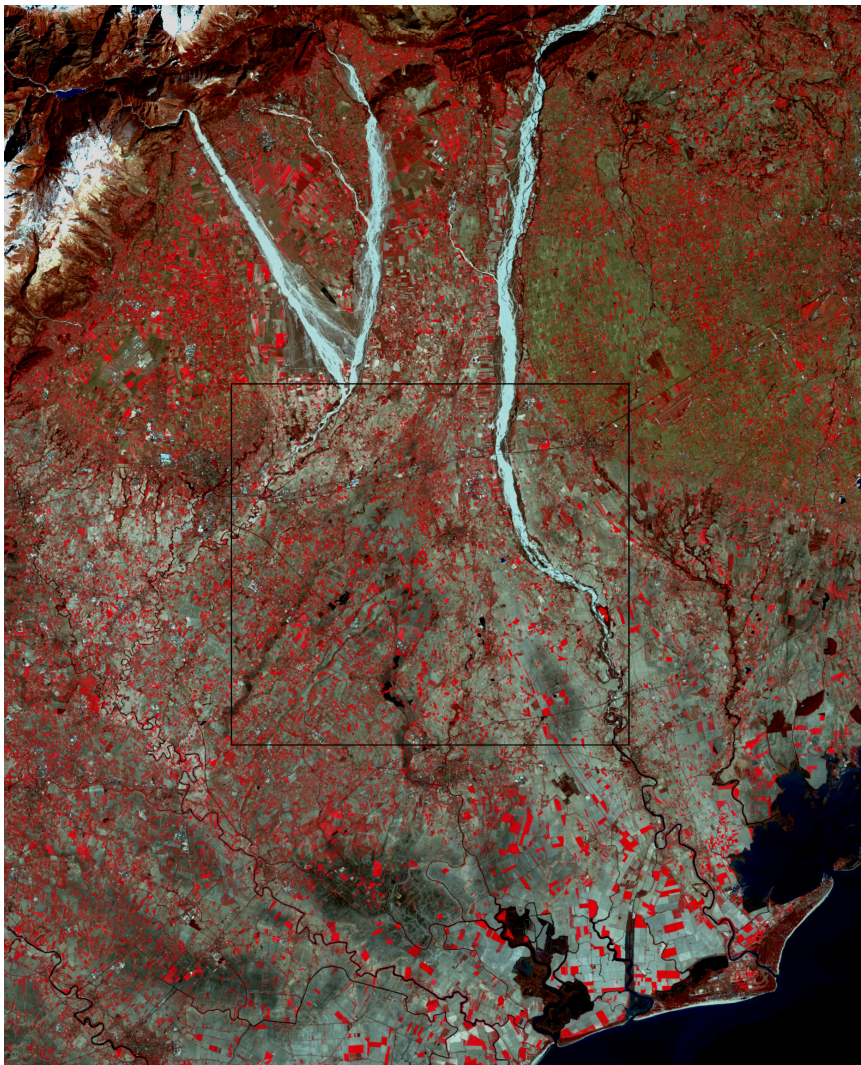
La base topografica utilizzata per il Foglio 086 "San Vito al Tagliamento" è la carta della serie 50 alla scala 1:50.000 dell'Istituto Geografico Militare, edizione 1 - 1971.

Dato che la pianura friulana centrale era completamente priva di sondaggi geognostici profondi, effettuati per ricerca di idrocarburi o per indagini scientifiche, il Progetto CARG-FVG ha investito risorse rilevanti (sia in termini di personale dedicato che finanziarie) alla realizzazione del sondaggio "Azzano Decimo" (CARG-FVG S 5), ultimato nel marzo 2003. Si tratta di un sondaggio a carotaggio continuo di 262,5 m, che ha attraversato depositi continentali, transizionali e marini di età compresa fra l'Olocene e il Pleistocene medio. Le analisi biostratigrafiche, sedimentologiche, petrografiche, geocronologiche e paleoambientali effettuate sui sedimenti campionati hanno consentito di ricostruire l'evoluzione di questo settore della pianura veneto - friulana fino al MIS 11 (*Stage* Isotopico dell'Ossigeno).





Fig. 1 - Ubicazione del Foglio 086 "San Vito al Tagliamento".



*Fig. 2 - Immagine a falsi colori da satellite (LANDSAT 5 TM) della pianura friulana centro-occidentale dal margine prealpino alla costa. Nel riquadro è indicata l'area del F. 086 "San Vito al Tagliamento".*

## II - CRITERI DI INDAGINE E DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA

(a cura di R. Avigliano, A. Fontana, G. Monegato, G. Paiero, A. Zanferrari)

### 1. - LE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI (UBSU) ED INFORMALI

I contenuti della carta si riferiscono ai rilevamenti avvenuti tra gli anni 2002-2005 tenendo conto della cartografia geologica esistente e dei dati progressi a disposizione.

Secondo le raccomandazioni delle “Linee Guida del Servizio Geologico Nazionale” (CNR, 1992), per la suddivisione stratigrafica dei depositi quaternari nel Foglio "San Vito al Tagliamento" sono state adottate le *unità a limiti inconformi* (UBSU). Si sono utilizzate anche delle *unità informali* per i corpi meno significativi ai fini della ricostruzione dell'evoluzione geologica dell'area (*unità ubiquitarie*) e per unità USBU di rango inferiore al sintema che però non sono state identificate come subsintemi (*unità di Torcello e unità di Malamocco*).

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 UBSU adottate nel Foglio sono molto simili a quelle previste dall'“Allostratigrafia” (NACSN, 1983), soprattutto per quanto concerne 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 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: prevalentemente si tratta di *hiatus* deposizionali caratterizzati o meno da superfici pedogenizzate oppure da importanti superfici erosive. Il rango delle unità dipende dal rango delle relative superfici limite; entrambi dipendono della 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.

Un ulteriore criterio applicato per la distinzione delle unità UBSU è stato l'identificazione del bacino di provenienza dei depositi. Considerando l'estensione dei bacini montani e la dimensione dei corpi sedimentari di natura alluvionale ad essi correlabili, i bacini principali di provenienza dei depositi quaternari compresi nel Foglio sono quelli del F. Tagliamento, del T. Meduna e del T. Cellina. 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.

Le *unità informali* utilizzate nel Foglio sono così definite perché non rispondono pienamente alle definizioni dei Codici di Stratigrafia (BINI *et alii*, 2004). Le varie unità informali hanno caratteristiche e significati diversi che sono di volta in volta specificati nel capitolo VII - Stratigrafia, in cui vengono descritte.

Per quanto riguarda la scala cronologica di riferimento, seguendo le indicazioni contenute nel rapporto conclusivo dell'IGCP 24 “Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere” (ŠIBRAVA *et alii*, 1986), si è preferito abbandonare il modello classico delle glaciazioni alpine proposto da PENCK & BRÜCKNER (1909) per seguire una cronologia geologica basata sui rapporti relativi tra i corpi sedimentari e supportata, per parte del Pleistocene superiore e l'Olocene, dalle datazioni geochimico-isotopiche ottenute su campioni di sostanza organica contenuta nei sedimenti prelevati nell'ambito dei rilevamenti (vedi Appendice: Datazioni radiometriche).

Essendo attualmente in discussione l'attribuzione cronologica del Quaternario, la scala cronologica degli *Stage* di riferimento formalmente accettata dalla comunità scientifica internazionale è quella proposta da GRADSTEIN *et alii* (2004) modificata, di seguito riportata.

OLOCENE	
-----	0.0115 Ma
PLEISTOCENE SUPERIORE	
-----	0.126 Ma
PLEISTOCENE MEDIO	
-----	0.781 Ma
PLEISTOCENE INFERIORE	
-----	1.806 Ma
PLIOCENE	
-----	5.332 Ma
MESSINIANO	

Ciascuna unità stratigrafica è identificata in carta da un colore e da una sigla esclusiva. Mediante sovrassegni sono anche distinte le tessiture dei depositi superficiali appartenenti alle varie unità stratigrafiche. In generale, esse devono considerarsi indicative e corrispondono alla tessitura media dei depositi compresi nei primi 1,2 m dal p.c. (profondità standard per le indagini pedologiche). Per le descrizioni degli affioramenti e delle trivellate si sono adottati i metodi proposti per la descrizione del suolo da SANESI (1977) e dalle “Guidelines for soil description” (FAO-ISRIC, 1990). Tra le varie proprietà descritte si ricordano la tessitura, il colore (Per la codifica dei colori dei sedimenti fini e dei suoli sono state utilizzate le *Munsell Soil Color Charts*, edizione 1994), la struttura, la resistenza e la consistenza, il grado di consolidazione o di addensamento, l’effervescenza, le strutture e le geometrie sedimentarie, le figure pedologiche, il contenuto paleontologico animale o vegetale e quello archeologico. Per la classificazione granulometrica dei sedimenti si è utilizzato il diagramma triangolare “sabbia-limo-argilla” (SANESI, 1977). Inoltre sono stati utilizzati i dati di carattere pedologico e tessiturale messi a disposizione dall’ERSA del Friuli - Venezia Giulia e dalla Provincia di Venezia.

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), modificate dal gruppo di lavoro CARG-FVG.

Nel settore settentrionale del Foglio, utilizzando un apposito simbolo lineare, viene rappresentato il limite superiore della “fascia delle risorgive”, corrispondente alla linea data dall’intersezione verso monte della falda freatica con la superficie topografica. Tale limite, ormai difficilmente percepibile sul terreno a causa dei recenti riordini agrari, è stato ricavato sulla base del

rilevamento, dei dati bibliografici (LORENZI, 1911; FERUGLIO, 1925; COMEL, 1950; 1958c) e di notizie raccolte in loco.

## 2. - METODOLOGIE ADOTTATE PER LA REALIZZAZIONE DELLA CARTA GEOLOGICA DI SUPERFICIE

L'acquisizione dei dati si è svolta con le seguenti modalità.

E' stata fatta una raccolta di stratigrafie di pozzi per acqua utilizzando come fonte il "Catasto Regionale dei pozzi per acqua e delle perforazioni eseguite nei depositi alluvionali quaternari e nei depositi sciolti del Friuli-Venezia Giulia" (STEFANINI, 1986; REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA, 1990). Sono stati utilizzati inoltre i dati riportati nelle relazioni geologiche dei Piani Regolatori Generali (indagini geognostiche e stratigrafie di scavi sub-superficiali), reperiti presso gli uffici tecnici dei comuni competenti per il territorio esaminato.

Sono state analizzate ed interpretate le seguenti serie di foto aeree: volo GAI anno 1954, a scala 1:70.000; volo Veneto-Friuli IGM anno 1984, scala 1:33.000; volo CTR Friuli Venezia Giulia Lotto 10 Trieste anno 1990, scala 1:8000; volo ReVen 90 anno 1990, scala 1:20.000; volo Italia 1993, alla scala 1:25.000; volo 1997 della Regione Friuli-Venezia Giulia a colori, scala 1:5000; Ortofoto a colori della Regione Friuli-Venezia Giulia, anno 1999, scala 1:10.000.

E' stato contemporaneamente effettuato uno studio della cartografia storica disponibile, mirato in particolare all'analisi dell'evoluzione dell'idrografia. Nella fattispecie sono state consultate la Carta Topografica del Regno Lombardo-Veneto alla scala 1:86.400 (pubblicata nel 1833) e le serie storiche, a partire dall'edizione del 1891, delle tavolette della Carta Topografica d'Italia alla scala 1:25.000, edita dall'IGM. Di grande utilità si è rivelata soprattutto la *Topographisch-geometrische Kriegskarte von dem Herzogthums Venedig* ("Carta Topografica-geometrica da guerra del Ducato di Venezia"), che venne rilevata alla scala 1:28.800 nel periodo 1798-1805 sotto la direzione di ANTON VON ZACH per conto dell'amministrazione austriaca. Notevoli informazioni per la ricostruzione dei percorsi medievali e rinascimentali del Tagliamento sono state ottenute da alcune mappe storiche e, in particolare, dalla carta del veneziano FRANCESCO DUODO del 1769, che rappresenta con buona precisione gli alvei del fiume attivi nel 1400, 1500, 1696 e 1700 tra Varmo e Canussio (Fig. 27).

Per l'analisi del microrilievo si è provveduto alla costruzione di un Modello Digitale del Terreno, estraendo dai file della CTRN i valori dei punti quotati, determinati per via aerofotogrammetrica. Per la cartografia della Regione

Autonoma Friuli-Venezia Giulia la precisione effettiva in quota è di circa  $\pm 0,40$  m, in quanto il capitolato prevede la precisione di una cartografia a scala 1:2.000. Per la cartografia della Regione del Veneto la precisione è 1 m. Per uniformare la non corrispondenza dei valori di punti omologhi nelle due cartografie, è stato applicato un campo di trasformazione alle quote in Veneto. I punti quotati riferibili a opere antropiche, come scarpate ed argini, non sono stati considerati nel processo di interpolazione tramite *kriging*, impostando maglie quadrate di lato 20 m, data la buona densità e distribuzione dei punti.

A partire da tali analisi si è sviluppato lo studio geomorfologico dell'area in corso di rilevamento: le morfologie delle diverse superfici sono state individuate utilizzando la CTR a scala 1:10.000; più in particolare è stata valutata la loro pendenza, nonché il grado di curvatura e le irregolarità delle isoipse. Parallelamente a tale studio è stata effettuata l'osservazione in campagna delle forme individuate, allo scopo di verificare le caratterizzazioni precedentemente effettuate e di valutare quindi l'affidabilità delle carte del microrilievo prodotte.

Il lavoro in campagna ha comportato l'analisi sul terreno e la compilazione di una serie di schede descrittive degli affioramenti utili per la descrizione litologica e sedimentologica dei corpi sedimentari e per la caratterizzazione delle superfici-limite tra i corpi stessi. Durante questa fase sono state effettuate sia osservazioni dirette e analisi degli affioramenti disponibili (scarpate di sbancamento in cave e discariche, scavi per fondazioni, sezioni naturali, ecc.), sia osservazioni e analisi dei sedimenti mediante trivellate manuali che hanno raggiunto profondità fino a 3 m, eccezionalmente fino a 6 m, dal piano campagna. Sono stati anche raccolti alcuni campioni significativi da utilizzare per analisi di laboratorio (prevalentemente si tratta di depositi contenenti materia organica utili per le datazioni  $^{14}\text{C}$ ).

All'interno del territorio appartenente alla provincia di Venezia (Regione Veneto) si sono utilizzate anche stratigrafie ottenute dalle trivellate meccaniche eseguite dall'Ufficio Tutela e Valorizzazione del Territorio della Provincia di Venezia. La sonda utilizzata è di tipo *auger* e può raggiungere i 6 m di profondità. Sempre per la stessa area sono state utilizzate anche le trivellate e profili pedologici condotti per la realizzazione della "Carta pedologica dell'area a DOC "Lison-Pramaggiore" (VENETO AGRICOLTURA, 2001).

Assai utile per correlazioni tra unità stratigrafiche è stata l'analisi dei suoli superficiali e sepolti e del loro grado di sviluppo. Tuttavia nel territorio in questione l'effetto combinato dell'abbondanza di carbonati nei sedimenti alluvionali e della falda subaffiorante in vaste aree ha inibito lo sviluppo dei suoli, rendendo difficoltoso il riconoscimento dell'età relativa delle superfici tramite una semplice analisi dei profili pedologici presenti su di esse. Inoltre, nei settori di età postglaciale formati da depositi ghiaiosi, attribuibili ad alvei abbandonati di tipo *braided*, gli eventuali profili pedologici originariamente

presenti sono stati erosi o fortemente rielaborati dalle arature moderne e in genere le ghiaie inalterate sono direttamente affioranti.

L'utilizzo dei dati archeologici, mediante l'analisi della distribuzione areale dei siti noti e lo studio geoarcheologico delle sequenze stratigrafiche di alcuni di essi, ha consentito di raccogliere informazioni molto interessanti e talvolta fondamentali per stilare una cronologia relativa delle superfici e degli elementi geomorfologici individuati. Grazie alla collaborazione con vari archeologi sono stati seguiti alcuni scavi, che hanno permesso di analizzare i rapporti cronostratigrafici esistenti tra le strutture archeologiche (generalmente di età protostorica, romana o medievale) e le diverse unità geologiche individuate. In particolare le strutture antropiche di cui si conosce l'età, come ad esempio strade, canali e insediamenti, consentono di datare la superficie su cui esse si trovano almeno precedentemente al periodo in cui vennero costruite. I siti possono così essere utilizzati come dei *marker* stratigrafici o, meglio, come dei termini cronologici *ante quem* o *post quem*, con cui realizzare prima una cronologia relativa e, successivamente, giungere eventualmente anche a delle datazioni di alcuni eventi. Ad esempio, tale deduzione si è rivelata fondamentale per la caratterizzazione e l'individuazione dell'*unità di Torcello* di età post-romana.

### 3. - CRITERI DI ANALISI BIOSTRATIGRAFICA, PETROGRAFICA E PER LE DATAZIONI ISOTOPICHE <sup>14</sup>C

Per quanto riguarda i criteri seguiti per le analisi petrografiche sulle sabbie, per la biostratigrafia su foraminiferi e ostracodi, per le indagini palinostratigrafiche e per l'analisi di facies sui sedimenti campionati dal sondaggio "Azzano Decimo", si rinvia alle sezioni relative nel capitolo VIII.

Analogamente, si rimanda al capitolo XI per i criteri relativi alle datazioni isotopiche <sup>14</sup>C.

### 4. - CRITERI DI ANALISI DEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA

Per lo studio dell'architettura del sottosuolo e per la costruzione delle isobate della base dei depositi quaternari sono stati utilizzati sia i dati dei pozzi esplorativi che le sezioni sismiche a riflessione eseguite per ricerca di idrocarburi da parte dell'AGIP.

Per la taratura delle sezioni sismiche, non rientrando nell'area del Foglio alcun pozzo per idrocarburi, sono stati utilizzati in particolare i *log* dei pozzi Cesarolo 1, Cavanella 1 San Stino 1 e San Donà di Piave 1, recentemente rivisitati dall'AGIP (ubicazione in Fig. 4).



L'area del Foglio e circostante è interessata da una fitta maglia di linee sismiche a riflessione, realizzate dall'AGIP negli anni '70 e '80. Alcune, eseguite nel 1976 nell'ambito degli studi successivi al sisma del Friuli, furono immediatamente interpretate e pubblicate (AMATO *et alii*, 1976). Altre furono rese pubbliche quale fondamentale contributo dell'AGIP al Progetto Finalizzato Geodinamica (PIERI & GROPPI, 1981).

Tutte le sezioni sismiche di buona qualità sono state interpretate, in modo da realizzare una ricostruzione 3D del sottosuolo dell'area del Foglio e circostante. Per la conversione dei tempi in profondità sono state applicate le velocità sotto indicate.

Quaternario:	2.000 ÷ 2.200 m/s
Pliocene:	2.100 m/s
Serravalliano-Messiniano:	2.450 m/s
Aquitaniiano-Langhiano (“Gruppo di Cavanella”):	4.100 m/s
unità torbiditiche tra base “Cavanella” e <i>top</i> carbonati:	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.

Le isobate della base dei depositi quaternari derivano da un lavoro esteso a tutta la pianura veneto-friulana (DI GIULIO *et alii*, in stampa). Le isobate sono state tracciate fino ai sovrascorrimenti frontali, applicando velocità variabili tra 2.500 e 2.000 m/s e tarando le sezioni sismiche con i *log* di tutti i pozzi AGIP esistenti; la mappa generale è stata poi ritagliata secondo il confine dei Fogli (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a; in stampa/b).

PROGETTO  
CARGO

### III - STUDI PRECEDENTI

(a cura di A. Fontana, G. Paiero, A. Zanferrari)

I primi studi di tipo moderno che considerino anche il territorio compreso nel Foglio "San Vito al Tagliamento" risalgono alla seconda metà del XIX secolo. In particolare, si ricordano il lavoro di PIRONA (1861) e lo studio di TARAMELLI "Dei terreni morenici ed alluvionali del Friuli" (1875), cui si deve una prima dettagliata carta geologica (1881a, 1881b) dell'intera pianura friulana e la suddivisione tra terreni formati durante il "periodo glaciale" e quello postglaciale, basata sul grado di alterazione delle superfici esposte e sulle caratteristiche delle antiche direttrici fluviali.

Per il settore del foglio posto a est del Tagliamento di notevole importanza fu il lavoro di FERUGLIO "La zona delle risorgive del basso Friuli tra Tagliamento e Torre" (1925), per il quale l'autore eseguì un preciso rilevamento del terreno con descrizione di numerose sezioni stratigrafiche a piccola profondità. Oltre ad una dettagliata carta geologica, la pubblicazione contiene anche tutti i dati usati per le interpretazioni e il loro preciso posizionamento, consentendo quindi anche oggi un loro efficace utilizzo. Va sottolineato che FERUGLIO, come anche LORENZI (1911), descrissero la fascia delle risorgive posta a oriente del Tagliamento quando l'area non era ancora stata interessata dalle estese operazioni di bonifica che, tra il 1920 e il 1960, modificarono completamente il paesaggio preesistente.

A FERUGLIO si deve anche il riconoscimento e la caratterizzazione di tre distinte fasi nell'evoluzione tardopleistocenica e olocenica della pianura: quella pleniglaciale del ghiacciaio del Tagliamento, quella cataglaciale riguardante il ritiro glaciale e quella postglaciale, successiva al definitivo ritiro dei ghiacciai.

Questa divisione è stata poi ripresa dagli autori successivi come ad esempio COMEL e, con alcune modifiche e precisazioni cronostratigrafiche, è rispecchiata anche nelle legende della nuova cartografia geologica e geomorfologica della pianura friulana (ad es. FONTANA, 2006; ZANFERRARI *et alii.*, in stampa/a e b).

Il rilevamento di dettaglio e lo studio di tutto il territorio rappresentato nel Foglio "San Vito al Tagliamento" si deve essenzialmente a COMEL, che redasse le carte geologiche alla scala 1:100.000: Foglio 39 "Pordenone" (COMEL, 1956b; 1956c) e Foglio 40 "Palmanova" (COMEL, 1958a; 1958b). A lui si devono inoltre le carte alla scala 1:50.000 allegate allo studio geoagronomico della bassa pianura del Friuli occidentale (1950) e allo studio geopedologico ed agronomico del territorio nord-orientale della provincia di Venezia (PROVINCIA DI VENEZIA, 1983). In quest'ultimo lavoro viene però considerato solo il settore meridionale del Foglio "San Vito al Tagliamento" che ricade nella Regione Veneto. Le sue ricerche di carattere pedologico e geomorfologico rimangono ancora oggi tra gli studi di riferimento per l'evoluzione geologica tardo-quadernaria della pianura friulana e veneta orientale. Una sintesi completa delle conoscenze raggiunte verso la fine del secolo scorso è fornita dalla Carta pedologica della pianura friulana e del connesso anfiteatro morenico del Tagliamento (COMEL *et alii.*, 1982).

COMEL continuò nel segno dei lavori di Feruglio, introducendo un approccio ancor più analitico, improntato essenzialmente alla geopedologia, che in quegli anni subiva importanti sviluppi. L'identificazione delle unità geologiche da lui individuate si basò sul tipo di suoli presenti sulle superfici, considerando in dettaglio anche la geometria, la granulometria e la petrografia dei depositi, nonché la pendenza e i rapporti relativi tra i vari terrazzi alluvionali. Vennero così identificati con precisione i vari sistemi deposizionali telescopici che costituiscono i conoidi dei torrenti Cellina e Meduna e quelli che attualmente vengono definiti i *megafan* alluvionali del F. Tagliamento e dei torrenti Corno di San Daniele, Cormor e Torre (COMEL, 1955; 1956a).

Negli ultimi anni i caratteri pedologici del territorio considerato sono stati analizzati e rappresentati, essenzialmente per finalità agrarie, dalla carta pedologica della Provincia di Pordenone alla scala 1:100.000 (MICHELUTTI *et alii.*, 2003) e da quella dell'area a DOC "Lison-Pramaggiore" alla scala 1:25.000 (VENETO AGRICOLTURA, 2001); ai due lavori sono allegate le descrizioni di numerosi profili e i risultati di analisi di laboratorio che consentono una buona caratterizzazione dei terreni superficiali. Ancora più recente è la Carta dei suoli del Veneto (REGIONE VENETO, 2005).

Gli aspetti geomorfologici, soprattutto quelli relativi alle antiche tracce paleoidrografiche, sono stati considerati nella "Carta geomorfologica della pianura padana" (MURST, 1997a; 1997b). Per il settore compreso nella Regione Veneto è stato condotto uno studio di maggior dettaglio per la realizzazione

della "Carta geomorfologica della provincia di Venezia" (BONDESAN & MENEGHEL, 2004), in cui la rappresentazione alla scala 1:20.000 e le ricerche condotte sui paleoalvei hanno consentito di fornire una prima attribuzione cronologica alle diverse direttrici fluviali del Tagliamento presenti nel Foglio (FONTANA, 2004; FONTANA *et alii.*, 2004). Riguardo l'evoluzione olocenica dei percorsi del Tagliamento in sinistra idrografica si segnala il lavoro di BOSCHIAN (1993) e, per lo studio sulle alluvioni storiche e recenti, un dettagliato catalogo è stato ricostruito da CASTELLARIN (1990).

Il sottosuolo dell'area del Foglio è stato indagato solo marginalmente dalle indagini per la ricerca di idrocarburi, in quanto tale area, durante gli eventi contrazionali cenozoici, si è trovata in posizione di rialzo periferico o di avampaese distale e quindi inadatta, oltre che per altre caratteristiche, a conservare giacimenti di idrocarburi. A parte una maglia sufficientemente fitta di buone linee di sismica a riflessione, le informazioni derivano perciò dai pozzi AGIP circostanti (AGIP, 1977; CATI *et alii.*, 1989b). Importanti lavori di inquadramento regionale sono rappresentati da CATI *et alii.* (1989a), relativamente al basamento magnetico, e, soprattutto, da CATI *et alii.* (1989b) per quanto riguarda l'evoluzione e le geometrie regionali della Piattaforma Carbonatica Friulana.

La *geohistory* di quest'ultima tra il Giurassico e il Cretacico è stata analizzata dettagliatamente in PICOTTI *et alii.* (2003), che hanno messo in evidenza la variazioni di subsidenza del sistema piattaforma-bacino e di produttività della Piattaforma Carbonatica Friulana e i relativi effetti sulla batimetria del Bacino di Belluno.

Una sintesi sull'evoluzione, diacrona da ovest ad est, dell'intero sistema catena-avanfossa sudalpino a partire dall'Oligocene, realizzatasi in un contesto di convergenza obliqua associata a rotazione antioraria del margine settentrionale della microplacca Adriatica, è stata presentata da MASSARI (1990).

Successivamente FANTONI *et alii.* (2002) hanno realizzato una fondamentale sintesi focalizzata sul bacino di avampaese veneto-friulano, di cui viene tratteggiata l'evoluzione cenozoica alla luce dei rapporti fra sedimentazione e tettonica nei tre eventi contrazionali – dinarico, insubrico e neoalpino – che hanno caratterizzato la regione nel Cenozoico. Il lavoro usufruisce anche dei risultati della recente revisione stratigrafica dei *log* dei pozzi AGIP nella pianura veneto-friulana, che ha portato ad aggiornamenti talora sostanziali del *data set* del sottosuolo.

PROGETTO  
CARGO

## IV – INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LINEAMENTI STRUTTURALI

(a cura di M.E. Poli, A. Zanferrari)

L'area del Foglio “San Vito al Tagliamento” è situata nell'avampaese neogenico-quadernario della catena Sudalpina orientale S-vergente, a partire dal Pliocene condiviso con la catena appenninica settentrionale NE-vergente (Fig. 3). Tale avampaese, che comprende la quasi totalità della pianura veneto-friulana e l'*offshore* adriatico, in un contesto regionale più ampio è situato all'estremità nord-orientale della microplacca adriatica, che sottoscorre verso NW al di sotto delle Alpi s.s. (CASTELLARIN *et alii*, 2006).

La catena Sudalpina orientale (CSO) si estende dal sistema della faglia Schio-Vicenza a ovest (SV in Fig. 3) al sistema di Idrija (ad est) che interessa l'area a cavallo del confine italo-sloveno; a nord viene separata dal sistema di falde dell'Austroalpino ad opera del Lineamento Periadriatico (LP in Fig. 3). Nel suo insieme la CSO rappresenta un sistema a pieghe e sovrascorrimenti retrovergente rispetto alla catena Alpina (cfr. SCHMID *et alii*, 2004 e bibl. cit.). Nella parte interna della CSO sono presenti anche scaglie di basamento (MERLINI *et alii*, 2002; POLI *et alii*, 2002); nell'area prealpina la catena è invece formata solo da sovrascorrimenti pellicolari di copertura (*thin-skinned thrust*) che si appilano mediamente verso meridione sull'avampaese e ne incorporano porzioni successive mediante l'attivazione di nuovi sovrascorrimenti (cfr. PERUZZA *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005; ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a; in stampa/b).

L'avampaese sudalpino in cui rientra l'area del Foglio e quella immediatamente circostante, ha registrato una lunga successione di eventi sedimentari, magmatici e tettonici, messi in luce dai sondaggi per la ricerca di idrocarburi e dalle indagini geofisiche effettuate dall'AGIP nella seconda metà del '900.

In particolare, il rilievo aereomagnetico (CATI *et alii*, 1989a) ha definito profondità e andamento del tetto del basamento magnetico, al quale viene fatto corrispondere il basamento pre-alpino (varisico), e ha evidenziato inoltre alcuni grandi corpi vulcanico - vulcanoclastici paleozoici e triassici (Fig. 4).

Il *top* del basamento magnetico risulta in approfondimento da sud verso nord, testimoniando il sottoscorrimento dell'avampaese sotto il fronte sudalpino: la profondità passa da circa 8,1 km in corrispondenza della costa adriatica a 11 km sotto Gemona; si aggira sugli 8,0-8,5 km in corrispondenza dell'area del Foglio. Nel settore NE di questo è presente anche una porzione di un grande corpo di vulcaniti basiche paleozoiche, che sono attribuite alla Formazione del Dimon (Carbonifero inferiore della Catena Paleocarnica).

Il basamento si ritiene costituito dalle successioni paleozoiche non- o semi-metamorfiche (Caradociano – Bashkiriano), che affiorano a nord del sistema della faglia Valsugana-Fella-Sava (VFS in Fig.4) nelle Alpi Carniche centrali e orientali (VENTURINI C., 1990; VENTURINI C. *et alii*, 2002), dove formano la catena Paleocarnica varisica e la relativa copertura post-orogena (Moscoviano pp. - Artinskiano). Corrispondenti successioni del Permiano inferiore sono state incontrate nel pozzo AGIP Amanda 1 bis (CATI *et alii*, 1989b), ubicato nell'*offshore* adriatico 25 km a sud della foce del Tagliamento (Fig. 4).



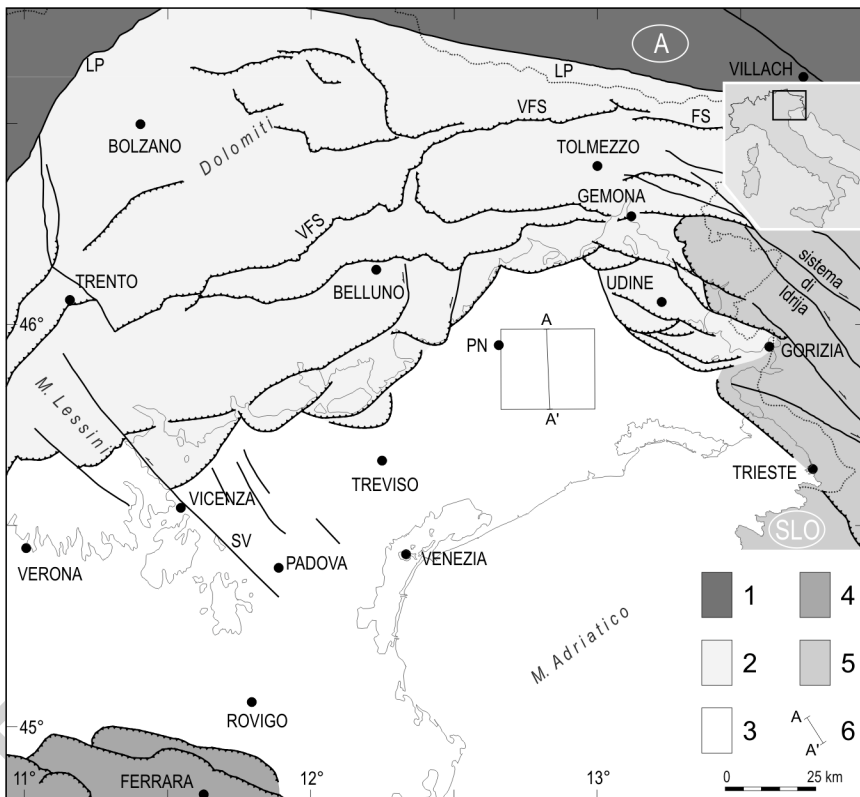


Fig. 3 – L'area del Foglio 086 "San Vito al Tagliamento" nel quadro del sistema Alpi – Appennino. Legenda: 1 - Austroalpino; 2 - catena Sudalpina orientale; 3 - avampaese sudalpino orientale, condiviso dal Pliocene con la catena Appenninica settentrionale; 4 - catena Appenninica settentrionale; 5 - regione a prevalente o esclusiva strutturazione dinarica paleogenica; 6: traccia del profilo geologico A-A' del Foglio. LP: Lineamento Periadriatico; VFS: sistema della faglia Valsugana-Fella-Sava; SV: faglia Schio-Vicenza. PN: Pordenone.

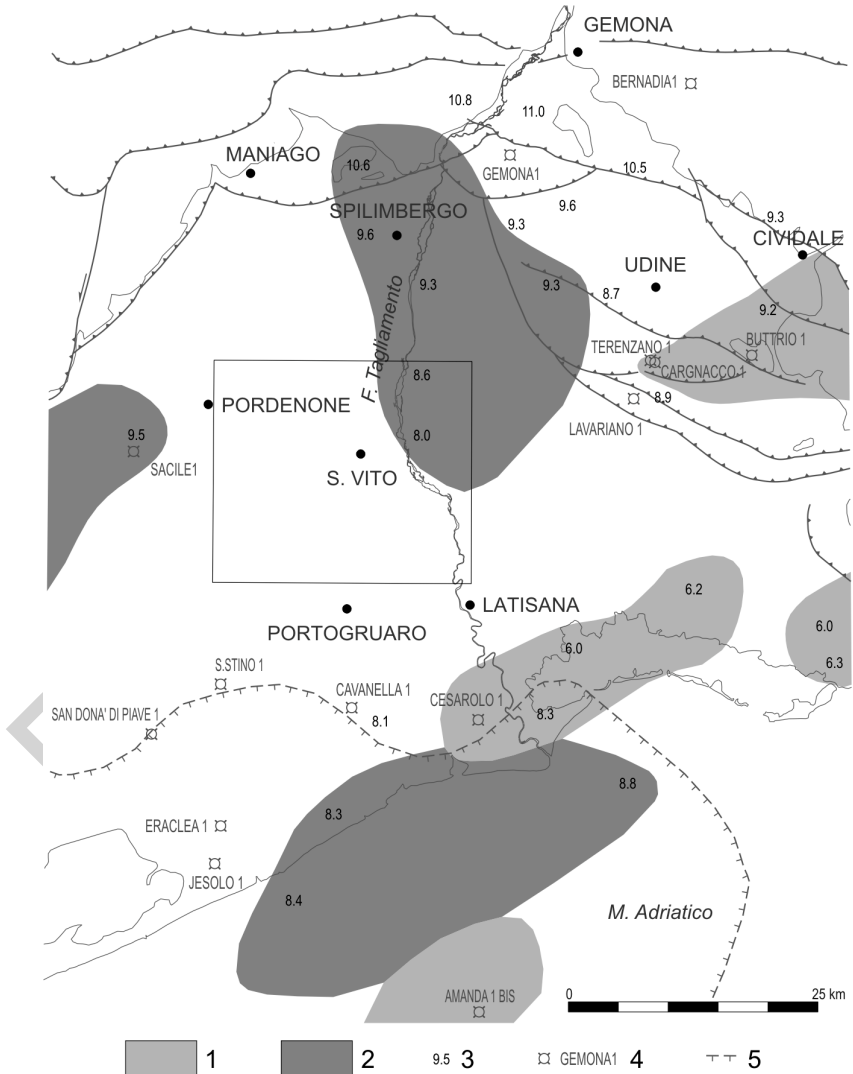


Fig. 4 – Carta strutturale del basamento magnetico, con la distribuzione dei maggiori corpi vulcanici e vulcanoclastici di età ladinica (1) e carbonifera (2) individuati dal rilievo aeromagnetico AGIP (da CATI et alii, 1989a, modificata); la profondità in km (3) si riferisce al tetto del basamento o dei corpi vulcanico-sedimentari. Sono riportati i pozzi esplorativi per ricerca di idrocarburi (4), un tratto del margine della Piattaforma Carbonatica Friulana verso il Bacino di Belluno (5) e i principali sovrascorrimenti della catena Sudalpina orientale, che nell'area rappresentata sono tutti di copertura.

## 1. - EVOLUZIONE MESOZOICA: LA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANA E IL BACINO DI BELLUNO

Per questo settore del sottosuolo della pianura veneto-friulana non esistono informazioni dirette o indirette sulla parte di successione alpina che va dal Permiano superiore al Carnico, che tuttavia non dovrebbe discostarsi, almeno nelle grandi linee, da quella classica della regione carnico-dolomitica e del sottosuolo della pianura friulana centro-orientale (cfr. ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a).

L'architettura deposizionale e gli andamenti strutturali della porzione crostale soprastante, dalla base dell'ubiquitaria Dolomia Principale alla base dei depositi quaternari, sono ben ricostruibili per mezzo della rete di linee sismiche a riflessione industriali che copre la pianura veneto-friulana e l'Alto Adriatico, tarate con i pozzi AGIP esistenti nell'area attorno a quella del Foglio. La base della Dolomia Principale e della potente successione di unità del Trias superiore-Lias, eventualmente preceduta dalla *formazione del Monticello* (Carnico sup.- Norico inf.), corrisponde a un importante orizzonte sismostratigrafico, che appare ben definito sulle sezioni sismiche, nell'interpretazione delle quali viene tradizionalmente chiamato "*unconformity carnica*".

Per tutto il Giurassico e il Cretacico l'aspetto paleogeografico fondamentale è rappresentato dal sistema Bacino di Belluno – Piattaforma Carbonatica Friulana (PCF), instauratosi durante il Lias in un contesto estensionale e transtensivo legato ai processi di apertura dei bacini della Tetide. L'area del Foglio ricade interamente nella PCF (Fig. 5).

La proiezione in superficie del margine della piattaforma è indicata nelle figure 4 e 5: la posizione è "media" e sostanzialmente riferita al Cretacico superiore, in quanto il margine, ben definito stratigraficamente da una serie di pozzi esplorativi AGIP, è stato interessato da ripetute progradazioni e retrogradazioni (CATI *et alii*, 1989b). Il suo caratteristico andamento a gradini in pianta evidenzia l'impostazione del sistema Bacino di Belluno - PCF in un quadro tettonico dominato da faglie estensionali a direzione NW-SE segmentate da faglie trascorrenti o transtensive NE-SW (in coordinate attuali).

Secondo PICOTTI *et alii* (2003) la PCF si impostò nel Lias sui blocchi meno subsidenti (tasso medio di subsidenza: 0,05 mm/a), con un annegamento marginale al passaggio Lias-Dogger che produsse sottoalimentazione del Bacino di Belluno, il quale raggiunse allora il primo massimo di profondità. Un secondo e 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 PCF e una corrispondente fortissima sottoalimentazione del Bacino di Belluno, il quale raggiunse una paleobatimetria di circa 1400 m

(FANTONI *et alii*, 2002). Nel Giurassico sommitale – Cretacico inferiore la velocità di subsidenza scese nuovamente fino a 0,02 mm/a, con un tasso di sedimentazione dello stesso ordine di grandezza in bacino (0,01 mm/a).

Questa evoluzione, che continuò nel Cretacico superiore, produsse nella PCF uno spessore complessivo di circa 4 km di carbonati giurassico-cretacici; alla fine del Cretacico nel Bacino di Belluno si raggiunse una paleobatimetria di 1200-1.500 m, che fu successivamente annullata da depositi emipelagici, torbiditici e, infine, deltizi paleogenici.

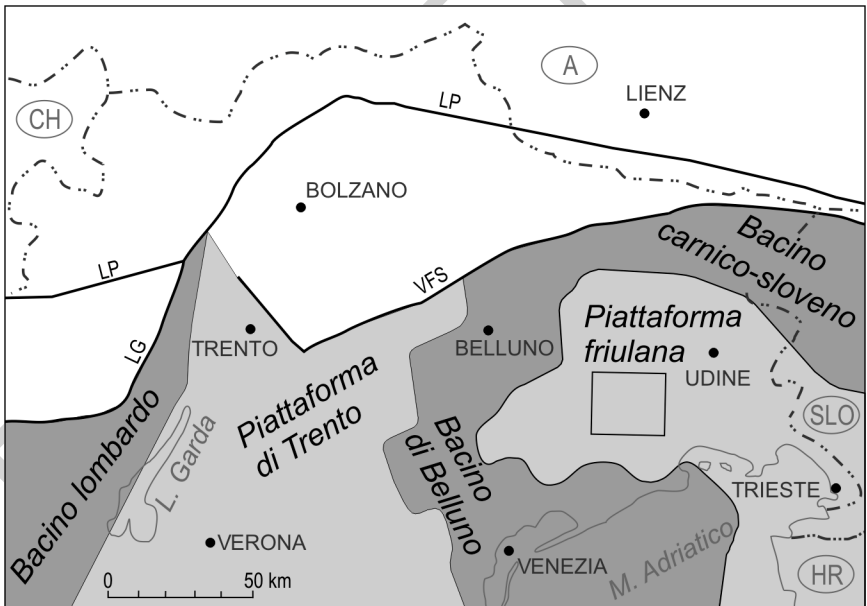


Fig. 5 – Schema della paleogeografia del Sudalpino centro-orientale tra il Giurassico medio e la fine del Cretacico. L'andamento del margine della PCF è ben definito in avampaese sulla base dei numerosi dati delle indagini per la ricerca di idrocarburi; nel settore settentrionale, in corrispondenza del Bacino Carnico-Sloveno, lo schema non è palinospastico e quindi solo indicativo. LP: Lineamento Periadriatico; LG: linea delle Giudicarie-N; VFS: sistema della faglia Valsugana-Fella-Sava.

## 2. - EVOLUZIONE PALEOGENICA: L'EVENTO DINARICO

In rapporto all'evento tettonico Dinarico (fine Cretacico - Eocene medio-superiore), responsabile della strutturazione delle Dinaridi esterne nella regione sloveno-friulana e dolomitica (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; POLI, 1995; 1996;

POLI & ZANFERRARI, 1995; ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a), l'area del Foglio venne a trovarsi in una situazione di rialzo periferico di avampaese (*peripheral bulge*) rispetto al sistema di sovrascorrimenti WSW-vergenti di tale catena.

Nel sottosuolo della pianura friulana centro-occidentale e veneta orientale gli effetti dell'evento Dinarico sono, infatti, registrati solo sotto forma di variazioni paleobatimetriche e deposizionali, particolarmente nette nei settori marginali della PCF.

Vari pozzi esplorativi per idrocarburi nella pianura ed evidenze di superficie nell'area prealpina carnica centrale mettono in luce il *yo-yoing* della PCF. Il processo iniziò con un primo sollevamento generalizzato, ma diacrono, tra il Maastrichtiano e il Paleocene inferiore, che produsse l'estinzione della PCF, erosione subaerea e sviluppo di forme carsiche (cfr. IACCARINO & ROVERI, 1964). All'emersione seguì, ancora in modo diacrono, una marcata flessurazione dell'avampaese verso est, prodotto dall'avanzare verso WSW del fronte dinarico, con annegamento tra il Paleocene medio e l'Eocene inferiore dei settori nord-orientali dell'antica PCF prossimi al *thrust belt*. Su tale area, portata a batimetrie batiali, si poté accumulare un migliaio di metri di emipelagiti con breccie della *Scaglia Rossa Friulana* e di torbiditi del *flysch di Clauzetto* (rispettivamente Selandiano pp.-Ypresiano pp. e Ypresiano pp.) (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b).

L'area del Foglio situata in posizione alquanto marginale rispetto al fronte dinarico più esterno (= sovrascorrimento di Palmanova), non fu invece interessata dalla sedimentazione terrigena paleogenica, come risulta dai pozzi AGIP e dalle sezioni sismiche, che danno un'immagine a scala regionale della situazione stratigrafica al *top* della PCF per tutto il Paleogene. Si ritiene, infatti, che la parte centrale e occidentale dell'antica PCF sia rimasta in condizioni subaeree durante la parte finale della tettonogenesi dinarica (Eocene medio-superiore) e, successivamente, anche durante l'Oligocene e il Miocene iniziale.

### 3. - EVOLUZIONE NEOGENICO-QUATERNARIA: GLI EVENTI INSUBRICO E NEOALPINO

A partire dall'Oligocene superiore, l'indentazione della placca Adriatica al di sotto del sistema alpino *s.s.* e la contemporanea trascorrenza destra lungo il Lineamento Periadriatico (MASSARI, 1990; RATSCHBACHER *et alii*, 1991; FODOR *et alii*, 1998), hanno portato alla formazione della catena a pieghe e sovrascorrimenti SSE-vergenti delle Alpi Meridionali orientali (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000).

L'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area del Foglio e di quelle limitrofe tra il Miocene e il Presente risente di due eventi contrazionali, a loro volta polifasici.

### 3.1. - EVENTO INSUBRICO

Durante questo evento, definito in MASSARI (1990) e sviluppatosi tra l'Oligocene finale e il Langhiano, la regione veneto-friulana e l'*offshore* adriatico vennero a trovarsi in un ambito di avampaese distale, con rialzo periferico situato nel settore a cavallo dell'attuale costa. 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 nella zona alpina, come testimonia la composizione delle areniti (STEFANI, 1987), che evidenzia l'abbondanza di metamorfiti in facies anfibolitica nell'area-sorgente.

Il bacino di avampaese si estese lentamente verso SSW, di modo che l'ubiquitario sistema di sottili piattaforme terrigeno-carbonatiche del "Gruppo di Cavanella" (*sensu* AGIP), in Friuli privo dei livelli oligocenici, raggiunse in *onlap* solo nel Burdigaliano l'attuale area costiera, sigillando l'antica topografia oligocenica con spessori dell'ordine delle molte decine di metri contro varie centinaia di m nell'area collinare veneto-friulana. Il profilo geologico A-A' del Foglio evidenzia l'ispessirsi del cuneo clastico del "Gruppo di Cavanella" verso settentrione e la flessurazione crostale nella stessa direzione media, in realtà somma della flessurazione prodotta da entrambi gli eventi neogenici.

### 3.2. - EVENTO NEOALPINO

Nell'intervallo Serravalliano-Attuale (CASTELLARIN *et alii*, 1992) si è strutturata la catena Sudalpina orientale in più fasi che in letteratura hanno nome, durata e cinematica più o meno differenti. Ciò anche a causa delle ripetute oscillazioni della direzione di massima compressione  $\sigma_1$  (locale) tra NNW-SSE e NW-SE, direzione che è stata misurata nelle rocce di età tortoniano-pleistocenica media del settore prealpino veneto orientale - friulano (CAPUTO *et alii*, 2003). Pertanto, si preferisce distinguere solo due fasi nealpine principali.

#### 3.2.1. – Fase serravalliano-messiniana

La prima fase, dal Serravalliano al Messiniano, è la più importante sia come effetti strutturali che per il depocentro che si crea nell'avanfossa sudalpina.

Nella regione prealpina a nord dell'area del Foglio la direzione di contrazione crostale oscilla tra NW-SE e NNW-SSE (CAPUTO *et alii*, 2003).

In tale intervallo, il rapido avanzare verso SE del fronte della catena Sudalpina orientale in forte sollevamento determinò 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 tre km nelle Prealpi venete orientali e friulane, si assottiglia però rapidamente verso la costa adriatica (appena 225 m nel pozzo Cavanella 1, utilizzato per tarare il profilo A-A'). Nell'area del Foglio si passa, da nord a sud, da circa 850 m a 500 m di spessore; la flessurazione verso NW nel Miocene superiore è calcolata in 5-6° (FANTONI *et alii*, 2002), con rialzo periferico di avampaese ubicato in corrispondenza della zona costiera attuale.

La composizione dei clasti, con forte prevalenza di carbonati, evidenzia la provenienza da aree prossimali, di pertinenza sudalpina (STEFANI, 1987).

Nell'area del Foglio e nel contiguo 065 "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b), l'interpretazione delle linee sismiche a riflessione industriali evidenzia effetti erosivi imponenti legati alla *crisi di salinità del Messiniano*, che ha portato a condizioni ambientali continentali in corrispondenza di tutta l'attuale regione friulana, con generalizzati processi erosivi e l'impostazione di un paleodrenaggio principale in direzione NE-SW.

Dalla ricostruzione regionale che deriva dai fogli CARG-FVG "Maniago" e "Gemona del Friuli" e, soprattutto, da quella a scala ancor più ampia di DI GIULIO *et alii* (in stampa) si evince che la depressione evidente nel tratto settentrionale del profilo geologico A-A' è imputabile al paleo-Tagliamento. Il fiume usciva dai rilievi presso Osoppo come attualmente, ma confluiva all'incirca in corrispondenza della zona di Oderzo (TV) nel paleo-Piave, che a sua volta scendeva secondo un asse N-S per Fadalto e Vittorio Veneto dalla regione dolomitica.

### 3.2.2. – Fase pliocenico-quaternaria

La seconda fase, dal Pliocene all'Attuale, è meno significativa nei suoi effetti tettonico-sedimentari e presenta  $\sigma_1$  locale apparentemente N-S, in realtà distribuito a ventaglio tra NNW-SSE e NNE-SSW procedendo da ovest a est nell'area friulana centrale. Questo fatto, legato alla forma del cuneo di avampaese che si affonda sotto al fronte sudalpino orientale, trova una conferma nella distribuzione della sismicità minore (BRESSAN *et alii*, 1998).

Verso la fine del Pliocene inferiore il reticolo fluviale messiniano guidò nell'area veneta orientale e friulana l'ingressione marina, con depositi siltosi e sabbiosi marino-prossimali e poi deltizi. L'ingressione fu facilitata

dall'instaurarsi della flessurazione verso SW dell'avampaese sudalpino a causa della migrazione verso NE dei sovrascorrimenti del fronte nord-appenninico in concomitanza con una delle maggiori fasi deformative di tale catena.

Da allora e fino all'Attuale l'avampaese sudalpino viene ad essere condiviso tra la catena Sudalpina orientale e quella nord-Appenninica (FANTONI *et alii*, 2002; DI GIULIO *et alii*, in stampa). In realtà, gli effetti della subduzione e del carico tettonico della seconda catena in corrispondenza della pianura veneta orientale e di gran parte di quella friulana - e quindi sull'area del Foglio "San Vito al Tagliamento" - sono del tutto prevalenti e ora tale regione appartiene piuttosto all'avampaese appenninico. Il carico tettonico del fronte sudalpino pliocenico-quadernario non arriva a interessare l'area del Foglio, come suggerisce l'andamento delle isobate della base del Quaternario riportate nel campo cartografico, che scendono con relativa regolarità verso SW, passando da a 260 m di profondità dal l.m. a NE fino a 760 m a SW.

In particolare, la flessurazione della crosta veneta e friulana verso SW ha prodotto nel Pliocene inferiore un rialzo periferico in corrispondenza dell'area lagunare veneziana e successivamente il suo rapido annegamento e l'instaurarsi di condizioni epibatiali. Le sezioni sismiche a riflessione industriali e la linea CROP M-18 (Fig. 6) mostrano nel sottosuolo e nell'*offshore* veneto-friulani la flessurazione del substrato pre-pliocenico, sul quale le successioni plioceniche progadano in *onlap* verso NE con chiusura a *pinchout*. Anche la migrazione in *onlap* e la chiusura a *pinchout* verso NE delle successioni marine e continentali pleistoceniche è netta: in particolare, nell'area del Foglio la base dei depositi quadernari.

Sempre relativamente al Pleistocene, si calcola che il carico tettonico dell'Appennino settentrionale abbia prodotto oltre metà (almeno 500 m) della subsidenza totale registrata nell'area veneziana durante tale intervallo temporale (CARMINATI *et alii*, 2003; BARBIERI & GARCIA-CASTELLANOS, 2004).

Un quadro sintetico dell'evoluzione geologica giurassico-cretacea e cenozoica di questo settore di avampaese – prima dinarico, poi sudalpino e ora appenninico – si ricava dai *log* dei pozzi AGIP posti a sud dell'area del Foglio, *log* che sono stati anche utilizzati per la taratura delle sezioni sismiche. Oltre al Cavanella 1 (1.486 m di profondità) e al San Stino 1 (1.801 m) sono significativi, in particolare, i pozzi Cesarolo 1 (4.332 m), e San Donà di Piave 1 (3.081 m), tutti ubicati in prossimità del margine della PCF verso il Bacino di Belluno (Fig.4).

Il *log* del Cesarolo 1 inizia con 112 m di calcari di piattaforma del Trias sup. (Calcere del Dachstein), seguiti da un eccezionale spessore di Calcari grigi (970 m; Lias). Su di essi si depositarono facies oolitiche (550 m della "Formazione di Cesarolo" *sensu*AGIP), che attestano una situazione di margine di piattaforma in



possibile passaggio a rampa. Quest'ultima è documentata nell'Oxfordiano sup.-Kimmeridgiano inf. dai *calcari a Ellipsactinie* sia nel Cesarolo (ben 965 m) che negli ultimi 800 m del S. Donà di Piave. L'aggradazione fortissima sulla rampa compensò la retrogradazione del margine in tale intervallo e fece sì che nel Kimmeridgiano sup. – Hauteriviano si poterono ripristinare condizioni di margine di piattaforma, stavolta in progradazione verso il Bacino di Belluno (calcari bioclastici del “calcere di S. Donà” *sensu* AGIP, per 495 m nel Cesarolo e 450 m nel S. Donà). La progradazione del margine verso il bacino continuò nel Barremiano-Albiano e conseguentemente le facies di margine furono sostituite dalla successione di piattaforma protetta, più interna, del Calcere del Cellina (513 m nel Cesarolo e 293 m nel S. Donà, dove però sono troncati dall'*unconformity* burdigaliana). Al di sotto di tale discontinuità, nel Cesarolo si sono conservati 73 m di età cenomaniana inferiore di *calcere del M. Cavallo*, unità bioclastica di piattaforma aperta che testimonia una nuova retrogradazione del margine.

L'età del *top* del substrato carbonatico, su cui poggia la successione burdigaliana del “Gruppo di Cavanella”, e la quota di questa dal l.m., rilevate nei 4 pozzi considerati (Fig. 4), illustrano efficacemente per tale area il succedersi nel Cenozoico dei tre rialzi periferici e la diversa entità del relativo sollevamento.

Da un lato l'area del pozzo più occidentale (S. Donà) è quella che ha subito l'erosione più spinta (fin quasi all'Aptiano) a causa del sollevamento paleogenico e, viceversa, è quella che, con la base “Cavanella” a ben 1.531 m di profondità, registra la flessurazione neoalpina più forte.

Dall'altro, il pozzo più orientale e meridionale – il Cesarolo 1 – con l'*unconformity* su calcari del Cenomaniano ad appena 721 m di profondità dal l.m., indica allo stesso tempo l'innalzamento e l'erosione dinarici più deboli e il maggiore innalzamento del *peripheral bulge* sudalpino nel Miocene superiore.

Al di sopra delle successioni di piattaforma terrigena del Burdigaliano – Langhiano, solo nell'area meno lontana dall'avanfossa neoalpina si registra l'arrivo di peliti di piattaforma esterna (appena 16 m - contro alcune centinaia nelle Prealpi – e solo nel S. Donà). In tutti e quattro sono invece rappresentati i depositi tortoniani (*arenaria di Vittorio Veneto*, cui equivalgono le “Marne di Gallare” *sensu* AGIP); si tratta di 1-300 m di sedimenti terrigeni, prima pelitici di piattaforma esterna e poi successivamente di prodelta, di fronte e di piana deltizie, che testimoniano la migrazione dell'avanfossa sudalpina verso SE.

Per quanto riguarda l'intervallo Tortoniano sup. – Messiniano, che corrisponde alla deposizione di almeno 1.400 m di ghiaie e sabbie nell'avanfossa (= nel settore prealpino veneto-friulano al margine della pianura), è significativo notare che si rinvenivano appena 36 m di depositi terrigeni di tale età solo nel pozzo S. Stino 1, il meno lontano dall'asse del depocentro.

L'assenza, o il ridottissimo spessore, delle litofacies ascrivibili al *conglomerato del Montello*, in questi pozzi e nel sottosuolo della bassa pianura veneta orientale e friulana è evidentemente imputabile alla rapida chiusura del cuneo clastico a causa della flessurazione verso NW, massima proprio in tale intervallo.

Altrettanto significativo è il variare degli spessori e delle età dei depositi pliocenici sia in rapporto al paleodrenaggio messiniano (283 m di Pliocene da inferiore a superiore nel S. Donà, situato nella valle messiniana del paleo-Piave, contro un centinaio o varie decine di m negli altri) sia con la flessurazione appenninica: appena 23 m di Pliocene ?inf. nel Cesarolo I, il più orientale.

Infine, gli effetti del carico tettonico appenninico sono ancora più evidenti a livello del Pleistocene, con una variazione da 875 m nel S. Donà a 455 m nel Cesarolo, quasi identica a quella prima ricordata (da 760 a 260 m) per l'area del Foglio "S. Vito al Tagliamento".

*Fig. 6 – Sezione sismica a riflessione CROP M-18, situata a una decina di km dalla costa adriatica, e parallela ad essa, fra Venezia e Trieste. E' molto netta la flessurazione del substrato pre-pliocenico nell'offshore veneto-friulano, sul quale progrediscono in onlap verso NE con chiusura a pinchout le successioni plioceniche. Sono anche evidenti l'onlap delle successioni pleistoceniche e due grandi sistemi deltizi, uno all'estremità SW (Po-Adige), l'altro a metà sezione (F. Tagliamento). uM: unconformità messiniana; Pe: base Pleistocene*

[Attenzione: la figura è quella di CARMINATI *et alii* (2003), ma è sbagliata proprio per il Plio-pleistocene. Sono alla ricerca di una sezione CROP M-18 pulita sulla quale riportare l'interpretazione corretta e sostituire questa. (A.Z.) ]

## V - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

(a cura di R. Avigliano, A. Fontana, G. Paiero)

Nel Quaternario recente i torrenti Cellina e Meduna e il F. Tagliamento, che hanno contribuito alla costruzione della pianura friulana in cui è compresa l'area del Foglio "San Vito al Tagliamento", hanno ripetutamente cambiato percorso a valle del loro sbocco vallivo, interessando un'area molto ampia. Si sono così formati dei vasti sistemi sedimentari che in pianta presentano una caratteristica morfologia a ventaglio. Il peculiare assetto della pianura e la distribuzione delle tessiture dei depositi superficiali, totalmente di origine alluvionale, sono legate all'attività deposizionale operata da questi corsi d'acqua e alle frequenti avulsioni cui essi sono stati soggetti; si tratta di un processo rapido, talvolta innescato da un singolo evento alluvionale, che comporta l'abbandono totale o parziale di una fascia di alvei attivi in favore di un nuovo percorso (ALLEN, 1965).

Nella pianura friulana e veneta orientale, dalla fascia pedemontana fino agli ambiti lagunari e costieri, i principali sistemi deposizionali fluviali sono ben distinguibili tra di loro (Fig. 7). I sistemi del Cellina e del Meduna, che possono essere definiti dei conoidi alluvionali, si sviluppano prevalentemente nella parte settentrionale della pianura e terminano all'altezza di Pordenone e di Casarsa della Delizia: essi rientrano quindi nel Foglio "San Vito al Tagliamento" limitatamente alle loro porzioni distali. Il sistema deposizionale del Tagliamento dallo sbocco in pianura presso Pinzano si estende verso sud fino alla zona costiera, delimitato verso ovest dai corsi del T. Meduna e del F. Livenza e ad est dal sistema fluviale Corno - Stella. Esso si distingue per la sua notevole estensione, il basso gradiente topografico che lo caratterizza nella bassa pianura

e la selezione granulometrica dei sedimenti che da ghiaie passano a sabbie, limi e argille nelle porzioni distali. Tali caratteristiche lo rendono meglio identificabile come *megafan* alluvionale, piuttosto che un classico conoide alluvionale (FONTANA *et alii*, 2004). La sua porzione medio-distale caratterizza gran parte dell'area del Foglio.

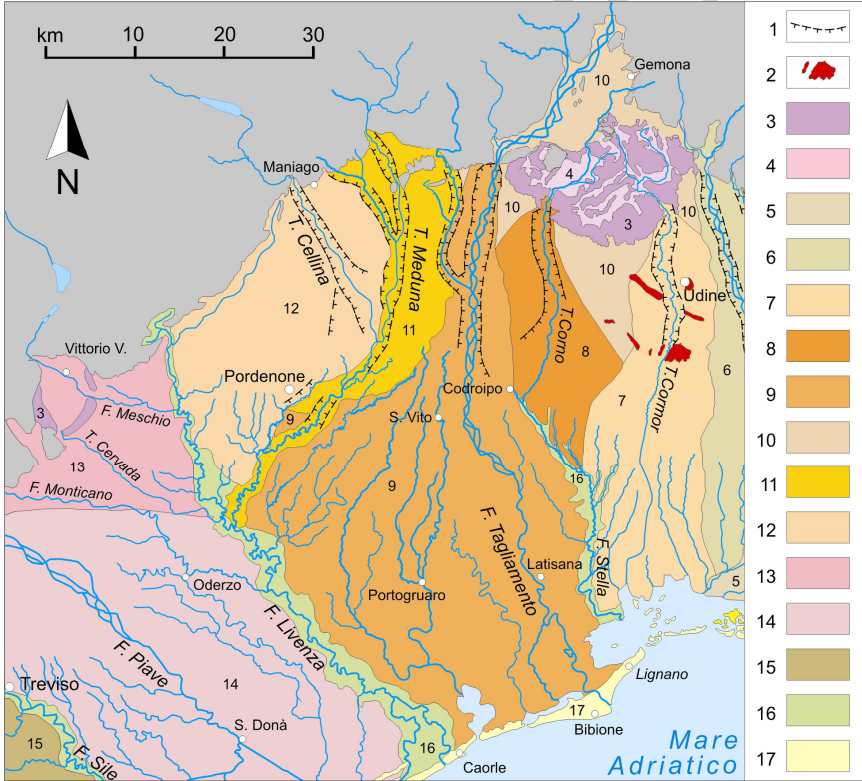


Fig. 7 - Schema dei sistemi deposizionali della pianura veneto-friulana (modificato da FONTANA *et alii*, 2004).

1) orlo di scarpata fluviale; 2) terrazzi tettonici della pianura; 3) cordoni morenici degli anfiteatri di Tagliamento e Piave; 4) depressioni intermoreniche; 5) megafan dell'Isonzo-Torre; 6) conoide del Natisone-Judrio; 7) megafan del Torre; 8) megafan del Cormor; 9) megafan del Corno di S. Daniele; 10) piana di Osoppo e aree interposte tra megafan; 11) conoide del Meduna; 12) conoide del Cellina; 13) conoidi dei fiumi Monticano, Cervada e Meschio; 14) megafan del Piave di Nervesa; 15) megafan del Brenta; 16) depositi dei principali fiumi di risorgiva; 17) sistemi costieri e deltizi.

Questi sistemi deposizionali presentano una marcata differenziazione interna in senso longitudinale. Le prime decine di chilometri del loro sviluppo, dallo sbocco vallivo fino alla fascia delle risorgive (corrispondenti all'"alta pianura"), sono caratterizzate da pendenze relativamente maggiori (comprese tra 14 e 3 ‰), da terreni ghiaiosi e sono quasi prive di drenaggio superficiale. Allontanandosi dal margine prealpino, la diminuzione della capacità di trasporto dei corsi d'acqua ha impedito la movimentazione di sedimenti grossolani, consentendo il trasporto verso valle di sedimenti progressivamente più fini, che danno luogo alla "bassa pianura". Essa presenta una minore pendenza, compresa tra 3 e 0,5 ‰, è ricca di acque superficiali ed è costituita principalmente da depositi di esondazione limoso-argillosi e da corpi di canale sabbiosi. L'alta e la bassa pianura sono separate dalla "fascia delle risorgive" (Fig. 8).

La differenziazione in senso longitudinale della pianura riguarda, oltre che la morfologia e la granulometria dei sedimenti, anche le tipologie di alveo e di facies sedimentarie. Il Tagliamento e il Meduna, procedendo dal loro sbocco vallivo, presentano dapprima un letto ghiaioso molto largo a canali intrecciati (di tipo *braided*); più a valle, a sud della fascia delle risorgive, l'alveo diviene monocursale, prima a isole fluviali e poi a meandri. In tale settore l'acqua scorre in un canale profondo anche diversi metri, con un'ampia zona di esondazione in cui il fiume deposita sedimenti fini. Nel tratto terminale poi l'alveo diviene pensile e si ha la formazione di dossi fluviali rilevati.

L'attuale percorso del Tagliamento interessa tutto il lato nord-orientale del foglio con andamento genericamente meridiano, mentre all'altezza dell'abitato di Belgrado di Varmo devia verso ESE e si riporta poi in direzione N-S. A partire da Madrisio, verso valle, l'alveo presenta un andamento a isole fluviali - meandriforme e diviene propriamente a meandri all'altezza di Ronchis.

Il corso del Meduna, che rientra nel settore nord-occidentale del foglio, segue, con direzione NE-SW, una linea di maggiore depressione della superficie della pianura situata nella zona di interdigitazione tra il *megafan* del Tagliamento e il sistema Cellina - Meduna. Il passaggio tra l'alveo di tipo *braided* e quello a isole fluviali avviene all'altezza del Guado di Tremeacque, mentre solo a valle di Ponte Meduna l'alveo assume un percorso meandriforme.

L'assetto morfologico sopra descritto ha influenzato anche la direzione di tutti i corsi d'acqua di risorgiva tra Tagliamento e Meduna, i quali, essendosi impostati sul *megafan* del Tagliamento, sono condizionati dalla morfologia a ventaglio di quest'ultimo. Presentano infatti andamenti radiali e divergenti man mano che procedono da nord verso sud e sud-ovest.

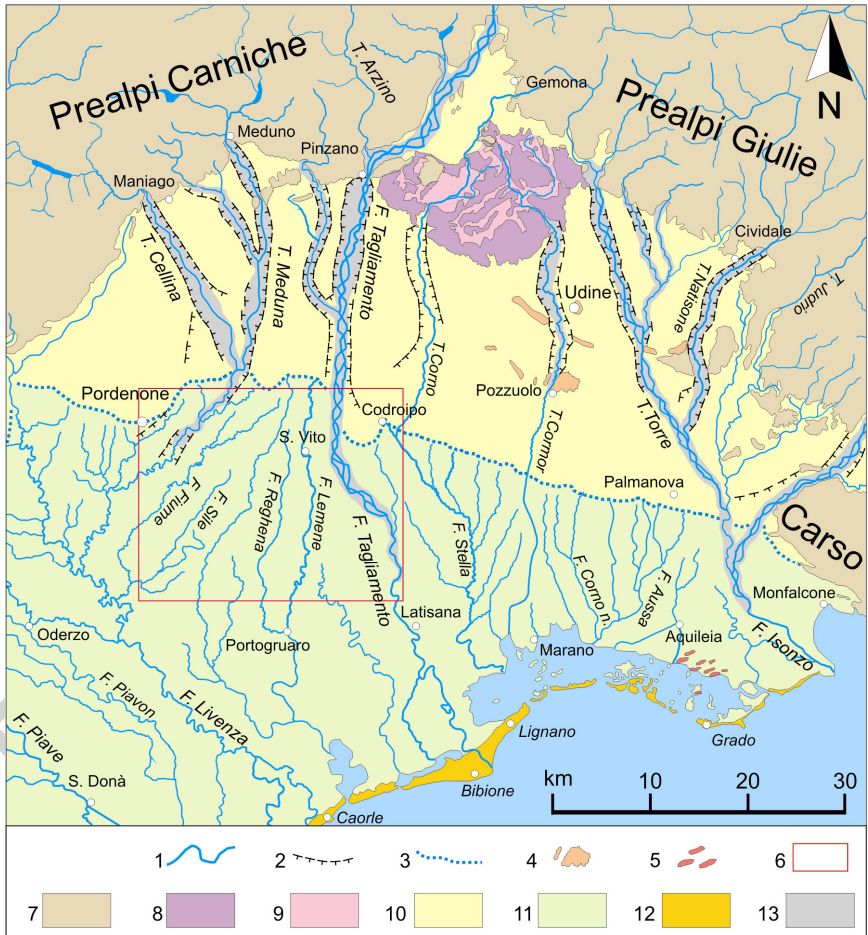


Fig. 8 - Schema delle unità fisiografiche della pianura friulana (modificato da FONTANA, 2006).

1) idrografia; 2) orlo delle principali scarpate fluviali; 3) limite superiore delle risorgive; 4) terrazzi tettonici; 5) antichi rilievi sabbiosi dell'area di Aquileia; 6) area del Foglio 086 San Vito al Tagliamento; 7) rilievi alpini; 8) cordoni morenici dell'anfiteatro del Tagliamento; 9) depressioni intermoreniche; 10) alta pianura; 11) bassa pianura e isole lagunari; 12) sistemi costieri e delti; 13) greti fluviali.

La fascia delle risorgive è ampia circa 5-7 km da monte a valle ed è formata da un allineamento di sorgenti, oggi notevolmente ridotte e regimentate dagli interventi antropici avvenuti durante il XX secolo. Il limite superiore di risorgenza spontanea della falda freatica è dato dalla sua intersezione con la

superficie topografica e può quindi variare anche stagionalmente in dipendenza delle oscillazioni piezometriche. All'interno del foglio questo limite, che si individua tra Codroipo, Casarsa della Delizia, Castions, Murlis, Cordenons e Pordenone, sembra aver conservato una discreta stabilità nel tempo, almeno durante gli ultimi millenni.

L'acqua che viene a giorno nella fascia delle risorgive forma un reticolo di corsi d'acqua il cui tracciato tende a impostarsi lungo depressioni preesistenti. Tali corsi d'acqua hanno svolto nel tempo un'azione prevalentemente erosiva e scorrono generalmente in avvallamenti interdossivi ai margini dei conoidi, oppure lungo alvei abbandonati del Tagliamento o del Meduna che possedevano una morfologia depressa rispetto alle zone circostanti.

Nel settore sud-occidentale del Foglio, tra il F. Reghena e il F. Fiume e caratterizzato in superficie da sedimenti essenzialmente limosi, si è sviluppato un reticolo idrografico di risorgiva minore ben evoluto, con affluenti spesso disposti a creare un *pattern* dendritico. La morfologia tipica è quella di depressioni allungate e piuttosto ristrette, con profondità di 1-2 m al massimo.

Fino al XX secolo in corrispondenza della fascia delle risorgive e in alcune altre aree del foglio erano presenti numerose aree palustri la cui testimonianza permane ancora nella toponomastica (ad es. località Paludi di Morsano, Melmosa alta, Code Mielme, ecc.). Oggi gran parte di queste aree sono state bonificate con radicali interventi antropici che hanno notevolmente modificato il paesaggio originario. Esempi di risorgive quasi intatte si possono ancora osservare nel Parco delle risorgive di Codroipo e in alcune aree a sud-ovest di San Vito al Tagliamento (Fig. 9).



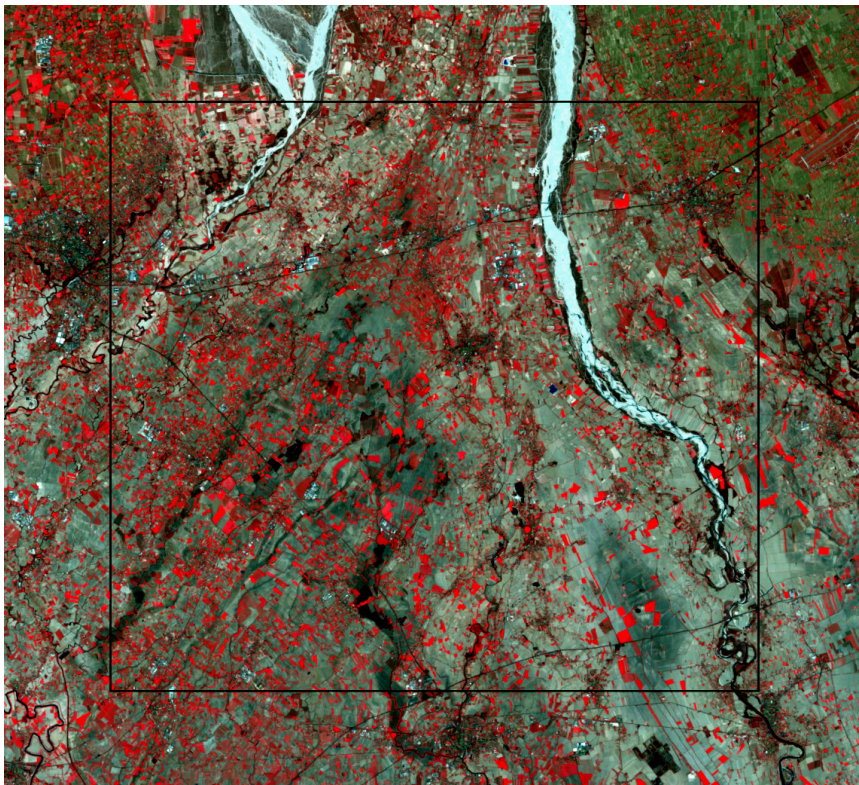
Fig. 9 - Olla di risorgiva situata nei dintorni a SW di San Vito al Tagliamento.

Il *megafan* del Tagliamento e i conoidi del Cellina e del Meduna, a seguito della particolare evoluzione geomorfologica subita, si presentano composti da più sotto-sistemi, che nel loro complesso formano *megafan* e conoidi telescopici. In generale si può individuare una superficie principale, corrispondente alla sedimentazione pleniglaciale, che è incisa nel suo tratto superiore (con scarpate anche molto alte: fino a 60 m nel caso del Tagliamento) e che invece è coperta in quella inferiore da corpi deposizionali più recenti e di minori dimensioni. In pratica questi sistemi telescopici sono formati da diversi corpi minori che si innestano uno nell'altro assumendo dimensioni più piccole e con l'apice situato più a valle, passando da quelli più antichi a quelli più recenti (Fig. 11).

Fra gli elementi morfologici legati alla successione di processi fluviali di deposizione ed erosione, osservabili nella parte di bassa pianura compresa nel Foglio, sono particolarmente evidenti le ampie incisioni create da antichi percorsi del Tagliamento: in esse attualmente scorrono alcuni tra i principali fiumi di risorgiva della pianura in destra idrografica del Tagliamento. Si tratta in particolare dei fiumi Lemene, Reghena, del sistema Roggia Beverella - scolo Arcon, e dei fiumi Sile e Fiume, i quali occupano bassure a fondo piatto, ampie fino a 1-2 km e limitate da scarpate che raggiungono anche i 5-7 m di altezza (Fig. 12). Queste bassure di forma allungata e con scarso drenaggio sono sede di depositi pelitici con elevato grado di umidità, sono quindi ben evidenti anche in foto satellitari (Fig. 10).

Il settore meridionale del Foglio è anche caratterizzato da alcune forme rilevate, corrispondenti a dossi fluviali limoso-sabbiosi, che si elevano fino a 3-4 m rispetto alla pianura circostante; essi possono raggiungere l'ampiezza di 1-2 km e sono stati formati dal Tagliamento nel corso degli ultimi millenni. Tali elementi sono presenti lungo l'attuale corso del fiume a valle di Madrisio, lungo la direttrice ora seguita dal Fiume Lemene, ma percorsa dal Tagliamento tra il VI e VIII secolo d.C., nonché in corrispondenza della fascia di alvei abbandonati riconoscibili tra Cordovado, Teglio Veneto, Fossalta e Lugugnana, rimasti attivi fino alla fine dell'epoca romana.





*Fig. 10 - Immagine a falsi colori da satellite (LANDSAT 5 TM). Sono evidenti con tono più scuro le bassure umide con depositi pelitici e con tono più chiaro i depositi olocenici dei sistemi deposizionali di Meduna e Tagliamento costituiti da sabbie e ghiaie. Nel riquadro è indicata l'area del F. 086 "San Vito al Tagliamento".*

PROGETTO  
CARGO

## VI - EVOLUZIONE GEOLOGICA QUATERNARIA

(a cura di R. Avigliano, A. Fontana, G. Paiero)

L'evoluzione geologica dell'area compresa nel Foglio è essenzialmente delineata dall'Ultimo Massimo Glaciale (o LGM: *Last Glacial Maximum*) in poi, mentre invece è ancora frammentaria ed incerta per le fasi precedenti. La causa di queste difficoltà può essere imputata al totale seppellimento subito dai depositi quaternari più antichi nella pianura, dove essi sono raggiungibili solo attraverso carotaggi profondi difficilmente correlabili tra loro, e alla scarsità di dati cronostratigrafici.

Gli eventi succedutisi a partire dalle fasi finali del Pleistocene superiore hanno direttamente condizionato l'assetto geologico e geomorfologico di buona parte dei sistemi sedimentari quaternari attualmente affioranti nell'ambito del Foglio. Questa fase evolutiva è stata dominata dalle espansioni glaciali avvenute nella valle del Tagliamento, che hanno portato alla costruzione dell'anfiteatro morenico del Tagliamento e della relativa pianura fluvio-glaciale, nonché dalla evoluzione ed aggradazione dei conoidi e *megafan* alluvionali costruiti allo sbocco delle valli dai principali corsi d'acqua, quali il Tagliamento, il Meduna e il Cellina.

Durante il LGM, che per il bacino del Tagliamento è compreso tra circa 25.000 e 15.000 anni BP (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a), nei principali bacini montani il peggioramento climatico portò allo sviluppo di estese masse glaciali e ad un aumento della produzione di detrito da parte dei versanti. Lingue glaciali percorsero il fondovalle principale, mentre non è chiaro se questo sia avvenuto anche nei fondovalle di Cellina e Meduna. In questa fase si verificò un forte abbassamento del livello marino a causa del grande volume d'acqua

immobilizzato dai ghiacciai ma, nonostante questa situazione di stazionamento basso del mare, la pianura friulana subì un'intensa fase di aggradazione per effetto della grande quantità di sedimenti mobilizzati dai processi glaciali, che avevano determinato un generale incremento delle portate liquide e solide dei corsi d'acqua.

Nel settore di pianura compreso nel Foglio "San Vito al Tagliamento" si espandevano le alluvioni del Tagliamento e dei sistemi deposizionali del Cellina e del Meduna provenienti da nord.

In questo periodo il Cellina e il Meduna hanno costruito al loro sbocco in pianura, in seguito a successive avulsioni, conoidi polifasici costituiti da diversi lobi parzialmente sovrapposti (AVIGLIANO *et alii*, 2002a, ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b). Il grado di evoluzione dei suoli ed alcune indicazioni geocronologiche fanno ritenere che i depositi costituenti il lobo di Roveredo del sistema del Cellina, distribuiti nel margine nord-occidentale del foglio e attribuiti al *sintema di Vivaro*, rappresentino una delle fasi iniziali di costruzione del conoide. Questa fase sarebbe avvenuta prima che il corso d'acqua migrasse nel settore orientale del conoide pleistocenico e precedentemente alle prime fasi di incisione che vengono datate al passaggio tra Pleistocene e Olocene (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b).

Durante il LGM dalla fronte del ghiacciaio tilaventino si originavano gli scaricatori glaciali che hanno costruito nell'alta pianura distinti conoidi, costituiti da un'alternanza di ghiaie e ghiaie sabbiose. Un lembo del conoide pleistocenico ghiaioso conservato in sinistra idrografica del Tagliamento è visibile a nord di Codroipo. Verso valle le alluvioni, divenute a granulometria più sottile (sabbioso-limose e limoso-argillose), si fondevano contribuendo a costruire la parte distale del *megafan* del Tagliamento (bassa pianura), caratterizzata appunto da sedimenti fini della piana inondabile e da corpi di canale sabbiosi, localmente alternati a sottili livelli torbosi e limoso-organici rappresentanti momenti di stasi della deposizione fluviale (BONDESAN *et alii*, 2003; FONTANA *et alii*, 2004). Tali depositi alluvionali, visibili nel settore posto a ovest del F. Reghena fino al T. Meduna, sono rappresentati dal *subsintema di Canodusso* e possono essere in parte coevi con quelli del *sintema di Vivaro*.

La differenziazione di tessitura che distingue alta e bassa pianura si è delineata proprio durante il LGM, quando le correnti fluvioglaciali, non essendo ancora confinate lateralmente entro solchi di incisione, perdevano la loro capacità di trasporto entro i primi 15-25 km del loro percorso in pianura, abbandonando quindi le granulometrie grossolane. Si ritiene che fu proprio tale motivo a limitare la sedimentazione delle ghiaie all'attuale alta pianura (FONTANA *et alii*, 2004).

Nella fase cataglaciale del LGM, tra 18.000 e circa 15.000 anni BP, si verificò il progressivo ritiro dei ghiacciai, con una conseguente riduzione in

pianura della portata solida delle correnti fluvioglaciali provenienti dagli scaricatori rimasti ancora attivi; ciò produsse la disattivazione di estesi settori di conoidi e *megafan* per incisione delle loro parti apicali. L'attività fluviale, confinata in aree più ristrette, aumentò la capacità di trasporto delle acque e comportò lo spostamento dell'area deposizionale diversi chilometri più a valle, con la creazione di corpi telescopici (*subsintema di Remanzacco*), che nella bassa pianura sono sovrapposti ai depositi più antichi (Fig. 11).

In particolare i *megafan* del Tagliamento (cioè quello relativo allo scaricatore di Pinzano) e del Corno di San Daniele (relativo allo scaricatore di San Daniele) subirono nell'alta pianura un'intensa erosione con formazione di importanti scarpate, mentre a valle i corsi d'acqua sedimentarono sulla superficie pleniglaciale dando origine a sistemi telescopici. Quello riferibile al Corno di San Daniele si individua nel settore nord-orientale del foglio presso Codroipo; mentre per quanto riguarda quello riferibile al Tagliamento, si è conservato in superficie soltanto il lembo sul lato occidentale che si stende da Arzene verso Orcenico e Fiume Veneto.

Al margine meridionale dell'alta pianura le incisioni ridussero progressivamente la loro profondità fino a scomparire: i sedimenti fluviali dei sistemi deposizionali telescopici si depositarono sulla pianura pleniglaciale, formando lunghe diramazioni caratterizzate da alvei ghiaiosi e sabbioso-ghiaiosi (Fig. 18). Queste direttrici cataglaciali avevano alvei di tipo *braided* quasi fino al limite inferiore delle risorgive, mentre più a valle si svilupparono dei dossi fluviali che poggiavano sui sedimenti pleniglaciali. I dossi sono generalmente ben riconoscibili rispetto alla pianura circostante sulla base della loro tessitura più grossolana, ma non hanno un marcato rilievo morfologico a causa della rielaborazione operata dal reticolo idrografico locale e dei fiumi di risorgiva, nonché dalle sistemazioni agrarie. L'aumentata capacità di trasporto della corrente fluviale, legata al terrazzamento delle parti apicali dei *megafan*, giustifica la presenza di sabbie ghiaiose nei dossi fluviali riconosciuti in bassa pianura, diversamente da quel che accadeva nel pleniglaciale, quando la deposizione delle ghiaie era limitata all'alta pianura.

Nell'ambito del *megafan* del Tagliamento i depositi relativi ai dossi cataglaciali sono visibili solo nelle aree non sepolte dalla sedimentazione successiva; in particolare sono ben riconoscibili quelli che si sviluppano tra Bagnarola, Sesto al Reghena e Gai di Portogruaro, quelli presenti a sud di Cordovado e quelli tra Marignana e Pramaggiore e tra Villotta e Pravisdomini.

Con il definitivo ritiro dei ghiacciai ebbe inizio la fase postglaciale e si delineò l'assetto geologico e geomorfologico attuale. In questo periodo avvenne un'ulteriore migrazione verso valle del punto di equilibrio dei principali corsi d'acqua che determinò:

- l'incisione della parte apicale dei conoidi precedentemente formati;

- la tendenza alla formazione di incisioni nella bassa pianura da parte dei corsi d'acqua, particolarmente ampie e profonde lungo i percorsi seguiti dal Tagliamento tra il Tardoglaciale e l'Olocene iniziale;
- lo sviluppo a cavallo tra alta e bassa pianura di nuovi sistemi telescopici (*sintema del Po*) che si sovrapposero a quelli esistenti (Fig. 11).

La migrazione del punto di equilibrio, pur essendo stata generalizzata, non è avvenuta contemporaneamente per Cellina, Meduna e Tagliamento, in quanto è dipesa dalla risposta dei diversi bacini montani alle mutate condizioni climatiche ed idrologiche. Come conseguenza delle nuove condizioni idrologiche, gli alvei del Cellina, del Meduna e del Tagliamento si incassarono profondamente nei depositi precedenti dell'alta pianura e da allora le loro divagazioni sono rimaste confinate all'interno delle ampie incisioni. Le scarpate di terrazzo raggiungono altezze massime di 50-60 m presso le zone prossimali dei conoidi e dei *megafan*, e decrescono verso valle fino ad annullarsi poco a monte del limite delle risorgive, dove sono riconoscibili gli apici dei sistemi deposizionali postglaciali.

Da diverse datazioni radiometriche eseguite sui depositi del Cellina e del Meduna dell'alta pianura, risulta che l'assetto attuale dei loro sistemi deposizionali ha iniziato a delinarsi all'inizio dell'Olocene e, quindi, posteriormente rispetto a quello del Tagliamento (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b). Infatti, mentre il Tagliamento formava i propri sistemi telescopici nel Cataglaciale (depositi del *subsintema di Remanzacco*) e poi nel Postglaciale (depositi più antichi dell'*unità di Malamocco*), sia Cellina che Meduna divagavano sui loro conoidi principali e non si può escludere che essi abbiano confluito, separatamente o congiuntamente, nel Tagliamento nei momenti in cui quest'ultimo scorreva nella parte occidentale del suo *megafan*.

Nei sistemi deposizionali olocenici del Cellina e del Meduna si riconosce una differenziazione tra la parte superiore e media dei conoidi, dove prevale la deposizione di ghiaie e sabbie e la cui evoluzione avviene per avulsioni dei corsi d'acqua, e la parte distale dove predomina la deposizione di sabbie e limi, legate per lo più a fenomeni esondativi. In quest'ultimo settore i corsi d'acqua scorrono in alvei ad andamento meandriforme, incassati nelle alluvioni precedenti. In base ad evidenze morfologiche e di ubicazione geografica sembra che i tracciati seguiti dagli attuali corsi del Noncello e del Fiume si siano impostati lungo due incisioni create rispettivamente dal Cellina e dal Meduna, a valle del limite dei conoidi telescopici.

Nella fase postglaciale il Tagliamento, le cui acque ormai defluivano esclusivamente attraverso la stretta di Pinzano, ha costruito un nuovo lobo deposizionale con apice riconoscibile lungo l'attuale corso poco a monte di Valvasone. Questi depositi caratterizzano gran parte della metà orientale dell'area del Foglio.

Nella bassa pianura friulana sono stati identificati vari percorsi fluviali postglaciali, in genere costituiti non da un singolo alveo, ma da una fascia di canali. Quasi sempre si individuano solo segmenti di tali fasce poiché i percorsi più recenti hanno eroso, riattivato o sepolto quelli precedenti. Pur trattandosi di una situazione complessa, appare evidente come l'evoluzione postglaciale del Tagliamento non sia stata guidata da una progressiva migrazione laterale dell'alveo, ma sia stata il prodotto di numerose avulsioni. Il principale nodo di avulsione del Tagliamento è riconoscibile poco a valle dell'apice del sistema postglaciale, quasi in corrispondenza del Ponte della Delizia. La presenza in tale zona del limite superiore delle risorgive può aver favorito i frequenti cambi di direzione del fiume, a causa della notevole diminuzione del gradiente topografico, che passa dal quasi 5‰ delle ultime propaggini dell'alta pianura al 3‰ dell'inizio della bassa. Un altro nodo avulsivo è riconoscibile tra Varmo e Madrisio, nella fascia dove il fiume cambia tipologia passando da un alveo a canali intrecciati a uno monocursale e meandriforme.

Tra il Tardoglaciale (circa 15.000÷10.000 anni BP) e la prima parte dell'Olocene il Tagliamento incise il proprio letto anche nella bassa pianura, lungo le direzioni seguite dal fiume, a valle della fascia delle risorgive, si formarono ampie e profonde bassure, le cui scarpate erano alte fino 10-15 m. Queste incisioni causarono un notevole confinamento del flusso idrico e sedimentario del Tagliamento, che consentì quindi il trasporto di ghiaie ben all'interno della bassa pianura e, almeno in alcune fasi del Postglaciale, anche fino all'attuale zona lagunare (FONTANA *et alii*, 2004).

Le cause di questo notevole cambiamento nella dinamica fluviale sono essenzialmente legate al miglioramento delle condizioni climatiche e al completo ritiro dei ghiacciai alpini, che causarono una drastica diminuzione nella quantità di sedimento che raggiungeva la pianura. Nonostante la notevole abbondanza di materiale presente all'interno delle valli durante il Tardoglaciale, questo rimase bloccato nei bacini alpini (cfr. SURIAN & PELLEGRINI, 2000), in parte per il nuovo sviluppo della copertura vegetale che stabilizzava i versanti e in parte intrappolato nei laghi intravallivi che si formarono anche nel bacino del Tagliamento dopo il ritiro dei ghiacciai (VENTURINI, 2003).

Sulla maggior parte del *megafan* del Tagliamento la sedimentazione rimase molto scarsa fino all'Olocene superiore, mentre negli ultimi 7.000 anni si è instaurata una nuova importante fase di aggradazione nel settore più distale, compreso nell'adiacente Foglio 107 "Portogruaro". Infatti la risalita marina interessò l'attuale area costiera già dal 5.000 a.C., consentendo quindi la formazione dei delta e delle lagune in cui la sedimentazione interessava estese superfici. Nonostante ciò, il Tagliamento ha avuto la capacità di mantenere attive alcune delle profonde e ampie bassure scavate nei depositi del LGM fino a circa il 2.000÷1.000 a.C., periodo coincidente con la fine del Subboreale.

Per buona parte dell'Olocene nella bassa pianura la sedimentazione è rimasta confinata quasi esclusivamente entro le incisioni, mentre sulle superfici pleniglaciali e cataglaciali si sono formati suoli, talora con buon grado di evoluzione. Essi sono generalmente caratterizzati da orizzonti cambici e, talvolta, di illuviazione di argilla nell'alta e media pianura ghiaiosa nonché sulla superficie dei dossi cataglaciali a tessitura grossolana della bassa pianura. Al contrario, nelle aree della bassa pianura dominate da depositi essenzialmente limosi si è avuta la formazione di orizzonti calcici caratterizzati dalla presenza di concrezioni carbonatiche. Anche queste superfici erano comunque soggette ad un certo grado di rimodellamento, legato principalmente alle acque di ruscellamento e al reticolo idrografico secondario.

Durante il Postglaciale i corsi di risorgiva hanno essenzialmente svolto un'azione erosiva sui sedimenti precedentemente deposti dai sistemi alluvionali alpini, rimodellando la pianura preesistente in modo localizzato. Infatti, trattandosi di fiumi intra-bacinali, cioè che nascono e si sviluppano all'interno del bacino sedimentario di un fiume alpino (MOZZI, 1998) e non sono direttamente alimentati da un bacino montuoso, essi non hanno la capacità di trasportare e sedimentare grandi quantità di materiale solido.

In corrispondenza delle depressioni in cui si trovano i fiumi di risorgiva si è verificata, nella parte terminale dell'Olocene, la sedimentazione di materiale prevalentemente limoso-argilloso e limoso-sabbioso che ha parzialmente riempito le bassure. I maggiori corsi di risorgiva defluivano nelle lagune e perciò hanno subito anche gli effetti dell'innalzamento eustatico, verificatosi in questo periodo dell'evoluzione, che ha favorito la sedimentazione lungo i loro tratti terminali. L'evoluzione dei corsi d'acqua di risorgiva è tuttavia complessa, in quanto influenzata da diversi fattori, non ultimo quello dell'interazione con l'idrografia principale. Ad esempio, il basso corso del F. Varmo, alimentato dalle sorgenti, ha subito importanti variazioni a causa della progressiva migrazione del Tagliamento verso est verificatasi tra il XV e il XVIII secolo d.C.

Tra il II e il I millennio a.C. la dinamica fluviale nella bassa pianura mutò decisamente, passando da una fase prevalentemente erosiva a una di sedimentazione. Le cause di questa tendenza, che si riconosce nell'intera pianura veneto-friulana, non sono ancora del tutto note, ma sono probabilmente correlabili all'innalzamento marino olocenico e alla conseguente diminuzione della pendenza del tratto finale dei fiumi (FONTANA *et alii*, in stampa). Tutti i dossi formati nel Postglaciale furono creati negli ultimi 3.500 anni e si differenziano da quelli pleistocenici sia per la notevole ampiezza sia per l'elevazione rispetto alla piana circostante. Tali dossi sono riconoscibili lungo il corso attuale del Tagliamento a valle di Canussio, lungo l'antico ramo coincidente con il Lemene a valle di Boldara e lungo il percorso dell'attuale



roggia Lugugnana a valle di Cordovado, corrispondente al cosiddetto *Tiliaventum Maius* attivo in epoca romana. Probabilmente per effetto del diminuito gradiente longitudinale, negli alvei abbandonati relativi a questa fase la profondità dei canali meandrici non supera generalmente i 10÷12 m e il limite di deposizione delle ghiaie è arretrato verso monte di alcuni chilometri rispetto alla fase precedente, quando giungeva fino all'area lagunare. Lungo l'attuale Tagliamento le ghiaie terminano poco a monte di Latisana; tale corso è stato assunto dal fiume durante l'alto Medioevo e successivamente ha subito limitate variazioni, per lo più legate a spostamenti e avulsioni locali nel settore con alveo *braided* e all'evoluzione dei meandri nel tratto più meridionale.

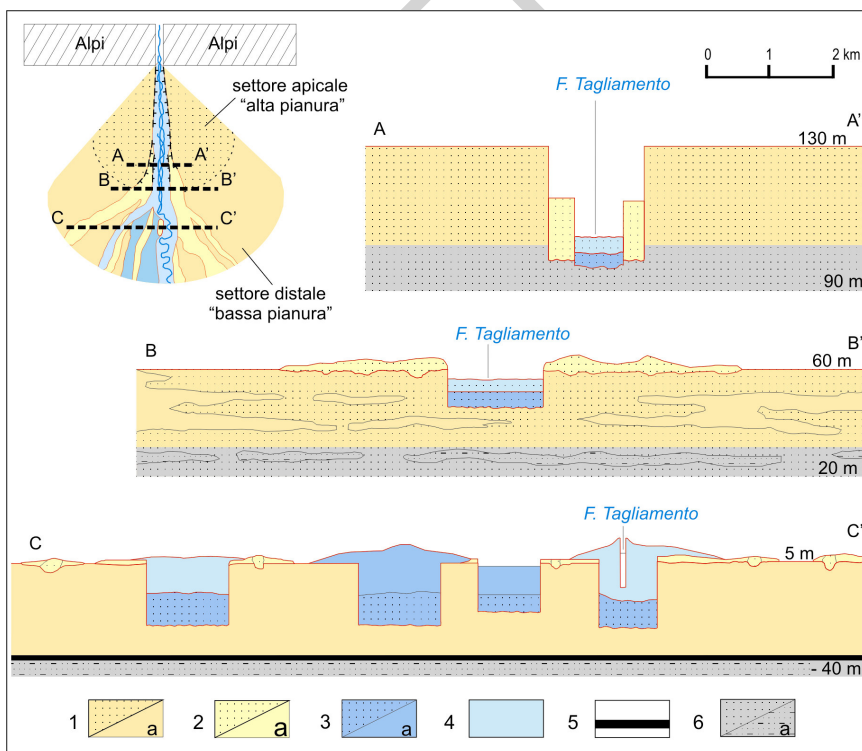


Fig. 11 - Schema semplificato del megafan telescopico del Tagliamento (da FONTANA, 2006 modificato).

1) ghiaie e sabbie del subsistema di Canodusso SPB<sub>3</sub>; a) limi e argille; 2) ghiaie e sabbie del subsistema di Remanzacco SPB<sub>4</sub>; a) limi e argille; 3) ghiaie e sabbie dell'unità di Malamocco POI<sub>9</sub>; a) limi e argille; 4) ghiaie e sabbie dell'unità di Torcello POI<sub>10</sub>; a) limi e argille; 5) torbe pre-LGM; 6) depositi pre-LGM; a) depositi costieri e lagunari.

## 1. - I PERCORSI DEL F. TAGLIAMENTO NEL POSTGLACIALE

Attualmente i rami più antichi del lobo postglaciale del Tagliamento, ancora visibili in superficie, sono riconoscibili nel settore occidentale e corrispondono alle direttrici lungo cui il fiume scorreva verso valle in incisioni profonde  $5 \div 10$  m. Tali bassure non sono in continuità con la grande incisione in cui scorre il Tagliamento nell'alta pianura: infatti, nel settore corrispondente alla fascia delle risorgive questi antichi alvei, che solo pochi chilometri più a valle scorrevano nelle bassure, si trovano quasi al medesimo livello della pianura formata nel LGM. La fascia delle risorgive è quindi una zona morfologicamente neutra e, tra l'altro, è proprio in tale settore che il Tagliamento ha potuto cambiare più volte direzione riuscendo così a creare varie incisioni separate fra loro e talvolta molto distanti: in questo tratto il fiume non era confinato lateralmente e pertanto si trova qui il nodo in cui si verificarono le avulsioni.

Solo oltre il limite inferiore delle risorgive, a partire dall'isoipsa 20 m s.l.m. circa, sono visibili i primi indizi del terrazzamento dovuto ai percorsi del fiume attivi nel Postglaciale. Tali evidenze sono ben riconoscibili solo per le incisioni ora occupate dai fiumi Reghena e Lemene (Fig. 12) e per quella più occidentale in cui si trovano la roggia Beverella e lo scolo Arcon, mentre per le altre bassure le morfologie originali sono state rielaborate o sepolte dalla successiva attività fluviale.



*Fig. 12 - Vista della scarpata alta circa 4 metri che separa la bassura in cui scorre il fiume Lemene dalla pianura pleistocenica su cui si trova l'abitato di Cintello di Teglieto Veneto.*

Alcuni percorsi più occidentali si diramavano da San Lorenzo verso Bannia e proseguivano poi nella direzione del Fiume Sile e in quella del Fiume; questi ultimi sono corsi di risorgiva che hanno rielaborato le tracce lasciate dai percorsi tardoglaciali del fiume alpino. Un'altra incisione, che poco a sud del margine meridionale del Foglio raggiunge i 25 m di profondità rispetto ai depositi LGM ed è ampia fino a 2 km, è quella riconosciuta nel sottosuolo al di sotto del percorso seguito dal Tagliamento fino alla fine del periodo romano, riconosciuto da storici e archeologi come il *Tiliaventum Maius* citato da Plinio nel I secolo d.C. (FONTANA, 2004). Proprio l'attività di tale direttrice, che ha creato un dosso molto ampio e rilevato, ha completamente cancellato ogni evidenza superficiale dell'incisione, che nel sottosuolo è però riconoscibile quasi fino all'attuale costa. Questo percorso è stato quindi seguito più volte dal Tagliamento e una fase della formazione dell'incisione è stata datata precedentemente a 8.000 anni BP nel Foglio 107 "Portogruaro" (BONDESAN *et alii*, in stampa).

Una certa visibilità morfologica è invece mantenuta dalla bassura in cui si trovano gli alvei abbandonati di Alvisopoli, poco a ovest dell'attuale Tagliamento e che verso valle confluivano nell'incisione esistente sotto il *Tiliaventum Maius*, appena descritta. L'ultima fase di attivazione dell'incisione di Alvisopoli è datata al 1.000 a.C. circa, mentre non si hanno indicazioni relative al periodo in cui si attivò originariamente questo percorso.

Altre incisioni create dall'attività del Tagliamento sono riconoscibili a est del fiume attuale e corrispondono alla depressione coincidente con l'alveo abbandonato di Pocenia e a quella entro cui si trovano gli alvei abbandonati compresi tra Teor e Modeano; questi ultimi continuavano verso valle fino al fiume attuale, ora sepolti dai depositi post-romani (*unità di Torcello*), mentre verso monte potevano forse essere alimentati dalla direttrice passante per Iutizzo (BOSCHIAN, 1993; FONTANA, 2006). Gli alvei abbandonati di Teor-Modeano sono separati da quello di Pocenia dall'ampia bassura occupata dallo Stella, la cui formazione venne probabilmente influenzata dall'attività del Corno di San Daniele nel Tardoglaciale e da quella del Tagliamento durante alcune fasi del periodo Atlantico e Subboreale (FONTANA, 2006).

La direttrice di Teor-Modeano e quella di Pocenia vennero entrambe disattivate circa 4.000 anni BP (FONTANA, 2006), in corrispondenza all'inizio di una fase di sedimentazione fine riconosciuta nell'incisione in cui ora scorre il Lemene. Questa contemporaneità potrebbe indicare un'avulsione del Tagliamento che comportò lo spostamento dal settore più orientale del suo lobo postglaciale a quello centro-occidentale.

Numerosi alvei abbandonati sono riconoscibili nel settore orientale del lobo postglaciale, poco a valle del suo apice; esso corrisponde a una zona situata tra il corso del Tagliamento e quello dello Stella, quasi interamente compresa entro l'area del Foglio. Si tratta di paleoalvei *braided* caratterizzati da una generale

direzione NW-SE, che presentano un'età della superficie sicuramente pre-romana e, per buona parte anche precedente all'età del bronzo medio-recente (<1.500 a.C.). La separazione fra le diverse direttrici e la loro datazione è invece molto meno precisa a causa del fatto che i corsi sono a canali intrecciati. Trattandosi di depositi ghiaiosi, il suolo che si era sviluppato su di essi è stato eroso o profondamente rielaborato dalle arature e attualmente in superficie sono presenti direttamente le ghiaie inalterate, non consentendo utili distinzioni su base pedologica. Inoltre la dinamica fluviale di tipo *braided* non ha consentito la formazione di orizzonti organici su cui poter effettuare datazioni radiometriche.

E' possibile che la direttrice compresa tra Biauzzo e Codroipo sia la stessa che più a valle ha alimentato gli alvei incisi di Teor-Modeano precedentemente descritti. Verso questi ultimi procedono anche le tracce paleoidrografiche della direttrice riconosciuta tra Rividischia e Rivignano, già abbandonata nel 1.500 a.C., ma probabilmente disattivatasi tra la fine del III millennio a.C. e l'inizio del II (FONTANA, 2006). Secondo i dati di sottosuolo, questo percorso sembra poi immettersi tra Canussio e Ronchis lungo l'attuale direzione seguita dal Tagliamento.

Anche i percorsi riconosciuti tra Pieve di Rosa e Varmo sono stati abbandonati prima della fine del II millennio a.C., quando il Tagliamento si era già spostato nel settore occidentale del lobo postglaciale del suo *megafan*, attivando la direttrice di Alvisopoli e quella del *Tiliaventum Maius*. Quest'ultima è il più antico percorso lungo cui si sia formato un dosso fluviale e sembra essere rimasto il principale tracciato seguito dal Tagliamento fino alla fine dell'epoca romana. Tale periodo coincide con una fase di generale stabilità morfologica della pianura, probabilmente indotta anche dalla notevole antropizzazione subita dal territorio attraverso la colonizzazione romana e la creazione degli agri centuriati delle città di Concordia Sagittaria e di Aquileia.

La disattivazione del *Tiliaventum Maius* avvenne tra il V e il X secolo e coincise con un'importante fase avulsiva, durante la quale il fiume utilizzò quasi simultaneamente sia il percorso oggi occupato dal Lemene sia quello del Tagliamento attuale, per poi mantenere attivo solo quest'ultimo. Utilizzando la direzione ora del Lemene il Tagliamento rioccupò l'ampia valle che aveva formata nel Tardoglaciale e alluvionò con depositi sabbioso-limosi la zona di Concordia tra il VI e il VIII secolo d.C., colmando totalmente le antiche incisioni fluviali. Lungo questo percorso il fiume ha creato un dosso riconoscibile da Portovecchio fino alla laguna, che presenta alcune diramazioni secondarie. L'attuale percorso fluviale si separò da quello del *Tiliaventum Maius* presso Pieve di Rosa e in alcuni tratti sembra aver riutilizzato una direttrice preesistente, incisa nella pianura pleniglaciale e disattivatasi tra il II e il I millennio a.C., forse utilizzata dai paleoalvei di Rividischia e/o da quelli di Teor-Modeano. Lungo il corso del fiume attuale i depositi sabbiosi formano un

dosso particolarmente evidente nel tratto compreso tra San Giorgio al Tagliamento e Bevazzana, che ebbe la sua maggior fase di costruzione tra V e XI secolo.

L'evoluzione del percorso del Tagliamento nella fase che può essere definita Attuale è ben conosciuta grazie alle numerose cartografie storiche (Fig. 13) e ai documenti conservati in vari archivi antichi, che coprono gli ultimi 500 anni. Dopo l'attivazione del suo attuale percorso, in concomitanza con una serie di alluvioni verificatesi tra il XV e XIX secolo, l'alveo attivo del Tagliamento subì una progressiva migrazione verso est, interessando direttamente i paesi di Biauzzo, Rosa, Bugnins, Straccis e Belgrado posti sulla sponda orientale. Le variazioni più significative del tracciato idrografico si verificarono un po' più a valle e interessarono i paesi di San Paolo, Bolzano e Mussons, un tempo situati sulla sponda orientale del Tagliamento e appartenenti al territorio di Varmo e ora invece posti su quella occidentale e legati a Morsano. Una serie di avulsioni portò infatti il fiume ad abbandonare il suo percorso poco a est di Morsano nel 1440 e a spostarsi in prossimità del limite occidentale di San Paolo. Successivamente, in seguito all'inondazione del 1596, l'alveo del Tagliamento migrò ulteriormente a est di San Paolo e Bolzano, lasciando quindi i paesi in destra idrografica. Le variazioni interessarono comunque solo il tratto posto a monte di Fraforeano e, con le alluvioni del 1696 e 1769, il percorso del fiume si assestò su quello tuttora attivo (CASTELLARIN, 1990).



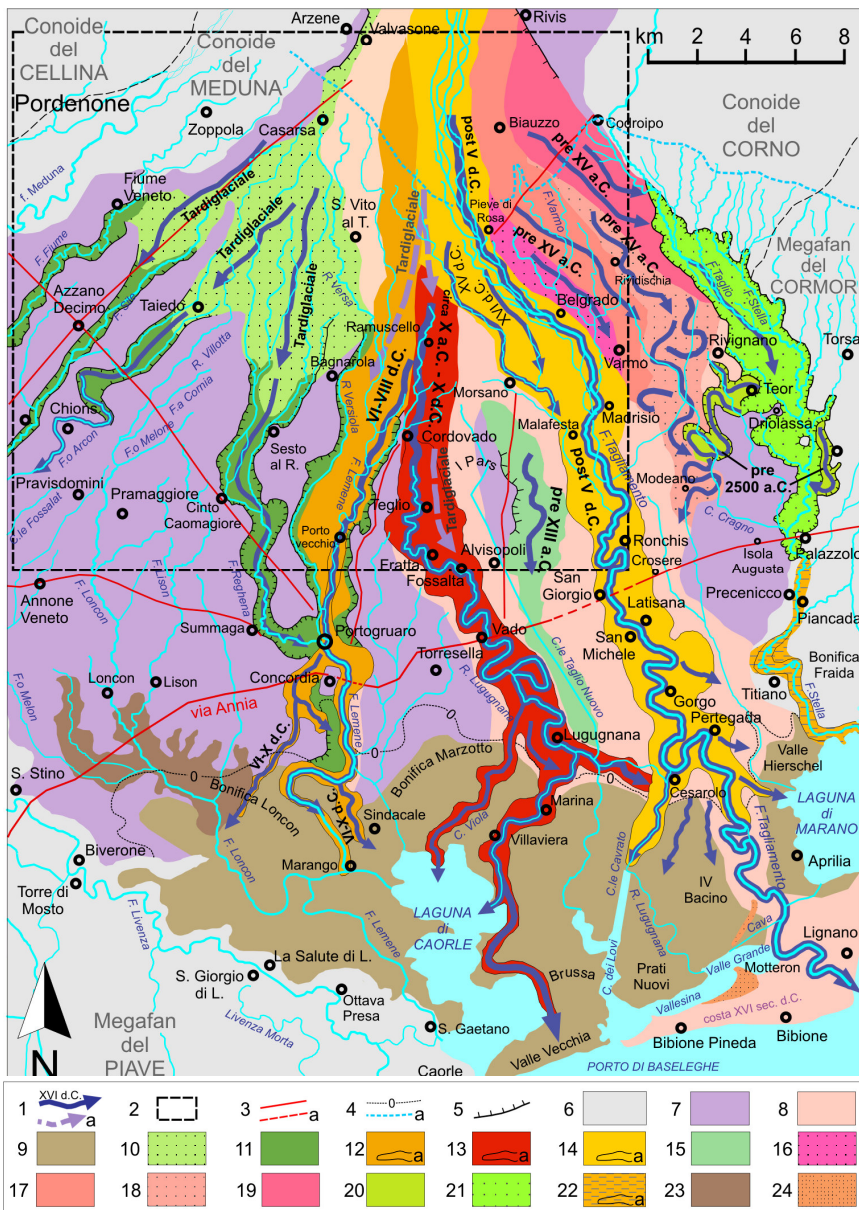
*Fig. 13 - Il corso del Fiume Tagliamento tra Mandrisio e Ronchis rappresentato nella carta Topografica del von Zach del 1798.*

A partire dal Rinascimento, e con importanti interventi concentrati negli ultimi decenni del secolo scorso, lungo il corso terminale del Tagliamento furono realizzati tagli di meandro artificiali per allontanare l'alveo da alcuni abitati e rendere il flusso più veloce. I primi lavori di rettifica del corso fluviale furono attuati in epoca veneziana con la creazione dei cosiddetti "drezzaghi" presso Ronchis e Latisana (CASTELLARIN, 1990). La costruzione delle arginature, completata agli inizi del XIX secolo, è stato uno degli interventi decisivi per il raggiungimento dell'attuale assetto territoriale e ha confinato l'evoluzione del Tagliamento all'interno della golena, disattivando virtualmente tutta la pianura. Il fiume ha comunque inondato ampi settori durante i numerosi eventi alluvionali verificatisi negli ultimi secoli, causando notevoli devastazioni anche nelle due ultime piene verificatesi nel 1965 e 1966 (CASTELLARIN, 1990).

---

*Fig. 14 (vedi pagina seguente) - Le principali direttrici del Tagliamento durante il post-LGM (modificato da FONTANA, 2006). Il riquadro a tratteggio indica l'area del Foglio.*

*1) direttrice fluviale, con eventuale indicazione dell'età di attivazione; 1a) direttrice fluviale sepolta; 2) riquadro indicante il Foglio; 3) traccia di strada romana; 3a) traccia sepolta; 4) isoipsa 0 m s.l.m.; 4a) limite superiore delle risorgive; 5) orlo di scarpata fluviale; 6) depositi di altri bacini idrografici; 7) depositi LGM; 8) depositi post-LGM; 9) depositi lagunari olocenici; 10) rami tardiglaciali tra Fiume Veneto e San Vito al Tagliamento; 11) incisioni tardiglaciali attualmente occupate dai fiumi Lemene e Reghena; 12) Tagliamento di Concordia, VI-VIII secolo d.C.; 12a) dosso; 13) percorso attivo in epoca romana (Tiliaventum Maius), I millennio a.C. - X secolo d.C.; 13a) dosso; 14) Tagliamento attuale, post V secolo d.C.; 14a) dosso; 15) depressione dei paleoalvei di Alvisopoli, pre XIII secolo a.C.; 16) paleoalvei di Glaunicco-Varmo, pre XV sec. a.C.; 17) paleoalvei di San Vidotto, pre XV sec. a.C.; 18) paleoalvei di Rividischia, pre XV sec. a.C.; 19) paleoalvei di Lutizzo, pre XV sec. a.C.; 20) incisioni dei paleoalvei di Campomolle e di Pocenia, rispettivamente a ovest e a est del fiume Stella; pre 2500 a.C.; 21) incisione dello Stella, probabilmente rimodellata dal Tagliamento tra il 2500 e l'800 a.C.; 22) depositi dello Stella con influenze del Tagliamento, post 2500 a.C.; 22a) dosso; 23) area palustre del fiume Loncon; 24) cordoni di dune del Tagliamento, età preromana. Si noti come il punto di avulsione più importante sia situato nella zona di passaggio tra l'alta e la bassa pianura e nella zona di transizione tra l'alveo di tipo braided e quello meandriforme.*



PROGETTO  
CARG



## VII - STRATIGRAFIA

(a cura di R. Avigliano, A. Fontana e G. Paiero)

### 1. - SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIOCENICO-QUATERNARIA

ETA'	Unità ubiquitarie	Bacino del Cellina	Bacino del Meduna	Bacino del Tagliamento
Olocene	UIN	POI <sub>10</sub>	POI <sub>10</sub>	POI <sub>10</sub>
		POI		POI <sub>9</sub>
Pleistocene superiore		VIV		SPB <sub>4</sub> SPB <sub>3</sub>
				SPB

Fig. 15 - Schema dei rapporti cronostratigrafici.

## 1.1. - UNITÀ UBSU

### 1.1.1. - *Sintema di Vivaro (VIV)*

Il **VIV** raggruppa i depositi alluvionali costituenti il conoide, probabilmente polifasico, formatosi allo sbocco del T. Cellina in pianura durante il Pleistocene superiore. Il conoide si estende nell'alta pianura pordenonese grossomodo tra il F. Livenza ed il T. Colvera e il suo limite meridionale è evidenziato dalla fascia delle risorgive. La parte apicale e mediana di questo conoide ricade nel Foglio "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b), mentre nel Foglio "San Vito al Tagliamento" è compresa parte dell'unghia del settore centrale del conoide, che è stata parzialmente rimodellata ed incisa dal Cellina stesso e dai corsi d'acqua con bacino alpino e di risorgiva che hanno interessato l'area durante il Pleistocene e l'Olocene.

Manca una sezione completa del **VIV**; affioramenti dell'unità sono visibili lungo le scarpate dell'incisione del Noncello tra Cordenons e Pordenone e in scavi occasionali effettuati sulla superficie del conoide.

Nel Foglio 39 "Pordenone" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 in cui ricade l'area del Foglio "S. Vito al Tagliamento" (COMEL, 1956b) questi depositi sono stati cartografati tra le "Alluvioni ghiaiose leggermente ferrettizzate" del "Diluviale (würmiano)".

*Superfici-limite e rapporti stratigrafici.* Il limite inferiore del **VIV** è rappresentato da una superficie erosiva di genesi alluvionale, che costituisce la superficie di appoggio basale del **VIV** sul *supersintema del Friuli*. Considerando la natura prevalentemente ghiaiosa della successione sedimentaria del sottosuolo dell'alta pianura friulana, il limite inferiore del **VIV** è difficilmente distinguibile nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi. Si suppone comunque di avere intercettato il limite inferiore dell'unità in un sondaggio a carotaggio continuo eseguito a Pordenone, in località Cotonificio Amman, alla base di uno spesso deposito ghiaioso alla profondità di circa 20 m dal p.c. (-5 m s.l.m.). Quest'ultimo si appoggiava su un orizzonte pedogenizzato posto al tetto di una successione prevalentemente limoso-sabbiosa, genericamente attribuibile ad un ambiente di piana alluvionale, e che si presentava localmente organica. Un campione prelevato da un orizzonte di torba situato alla profondità di 26,5 m dal p.c. ha fornito un'età radiocarbonio >45.000 anni BP (Rome-1688). La successione pelitica per le sue caratteristiche sedimentologiche e la sua collocazione cronologica viene attribuita al *supersintema del Friuli*, così come definito nel Foglio "Maniago" (Zanferrari *et alii*, in stampa/b).

Il limite superiore del **VIV** è dato dal *top* deposizionale originario, parzialmente rimodellato. Dove la superficie-limite superiore coincide con il *top* deposizionale, essa è caratterizzata da suoli ben evoluti con profilo tipo A-B-C e colore prevalente compreso tra 10YR e 7.5YR (AVIGLIANO *et alii*, 2002b). Tra Vivaro e Cordenons la superficie-limite superiore del **VIV** è sepolta dai depositi del *sintema del Po*.

Considerata la distribuzione altimetrica, la morfologia di superficie e i dati cronologici a disposizione, si ritiene che i depositi del **VIV** affioranti nel Foglio "San Vito al Tagliamento" possano avere un rapporto eteropico con i depositi più antichi del *sintema di Spilimbergo*.

*Caratteristiche litologiche e sedimentologiche.* I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane in matrice sabbiosa e ghiaie sabbiose a stratificazione da orizzontale a inclinata, alternate a livelli, lenti e lingue di sabbia. I clasti sono arrotondati - subarrotondati, le dimensioni medie sono attorno a 1 cm, quelle massime arrivano a 10 cm; come litologia risultano nettamente prevalenti i carbonati (più del 90 %). Le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono discretamente addensati e le ghiaie sono ben classate. La tessitura varia da quella a supporto di clasti a tessitura parzialmente aperta fino a quella a supporto di matrice. I depositi possono presentarsi localmente cementati. Nel Foglio lo spessore in corrispondenza del sondaggio in località Cotonificio Amman viene stimato essere compreso tra 20 e 30 m.

*Ambienti deposizionali.* Si tratta di depositi alluvionali di un corso d'acqua di tipo *braided* migrante per successive avulsioni. Pertanto, nell'evoluzione del conoide a fasi costruttive si sono alternate fasi distruttive e fasi di stasi, anche prolungata, che hanno dato luogo a superfici debolmente pedogenizzate, che possono essere state in seguito sepolte. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

*Determinazioni geocronologiche.* Non sono disponibili determinazioni geocronologiche sui depositi affioranti nel Foglio "San Vito al Tagliamento". La sedimentazione nel settore orientale del conoide era ancora attiva nella parte finale del Pleistocene, come indicano le datazioni radiometriche ottenute da sedimenti organici situati in prossimità della superficie del conoide a Maniago ( $12.240 \pm 110$  anni BP) e da un tronco in posizione di vita rinvenuto a 5 m di profondità dal p.c. a Basaldella di Vivaro ( $10.530 \pm 100$  anni BP) (AVIGLIANO *et alii*, 2002a; ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b).

*Età.* In base alle determinazioni geocronologiche, alla posizione stratigrafica ed alla evoluzione pedogenetica della sua superficie, la porzione di **VIV** ricadente nel Foglio viene attribuita al Pleistocene superiore.

*Bacino di appartenenza.* Bacino del Cellina, in base alla composizione litologica dei clasti ed alle evidenze morfologiche.

### 1.1.2. - *Sintema di Spilimbergo (SPB)*

Appartengono al **SPB** i depositi fluvioglaciali ed alluvionali connessi al LGM (comprese le fasi anaglaciale e cataglaciale) nel bacino del Tagliamento, presenti dalla pianura pedemorenica fino alle parti distali del *megafan*. Nel Foglio affiorano in superficie solo le unità più recenti del **SPB**, i termini più antichi sono riconoscibili solo nei sondaggi. Il **SPB** è suddiviso nel *subsintema di Canodusso*, comprendente i depositi connessi all'acme glaciale LGM, e nel *subsintema di Remanzacco*, del quale fanno parte i depositi sedimentati ad opera delle acque di ablazione del ghiacciaio del Tagliamento durante la fase cataglaciale.

Sono stati cartografati come **SPB** indistinto i depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi, con composizione litologica dei clasti tipica del bacino del Tagliamento, che costituiscono un lembo affiorante nell'area urbana di Pordenone presso la scarpata destra dell'incisione del Noncello. Le loro caratteristiche litologiche sono del tutto simili a quelle dei depositi appartenenti alla medesima litofacies che rientrano nei *subsintemi di Canodusso e di Remanzacco*. Tale soluzione è stata adottata poiché, nell'ambito di questi depositi, non sono state riscontrate peculiari caratteristiche litologiche o morfologiche che permettessero la suddivisione nei subsintemi distinti.

#### 1.1.2.1. - *Subsintema di Canodusso (SPB<sub>3</sub>)*

Comprende i depositi fluvioglaciali e alluvionali relativi alla fase di massima espansione del ghiacciaio del Tagliamento. Nell'alta pianura essi costituiscono la parte superficiale della piana proglaciale che si estende esternamente all'anfiteatro morenico e che è formata da una serie di piatti conoidi coalescenti di dimensioni variabili, alimentati dagli scaricatori glaciali. Tali conoidi sono stati dissecati e rimodellati dagli stessi corsi d'acqua durante la fase cataglaciale del LGM e nel Postglaciale. Nella bassa pianura sono attribuiti a questo sintema i sedimenti che costituiscono le superfici affioranti più antiche della parte distale del *megafan* del Tagliamento, le quali si trovano a valle della fascia delle risorgive tra il F. Reghena e il F. Meduna; a partire dalla fase cataglaciale e nel Postglaciale essi sono stati parzialmente erosi e coperti dai depositi del *subsintema di Remanzacco* e del *sintema del Po*.

Sezioni naturali, comprendenti i depositi del **SPB<sub>3</sub>**, sono visibili lungo le scarpate del Tagliamento, più a nord dell'area qui rappresentata, nella quale gli scarsi affioramenti sono visibili solo in scavi occasionali.

Nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (F. 39 "Pordenone" e F. 40 "Palmanova") in cui ricade l'area del Foglio "San Vito al

Tagliamento" (COMEL, 1956b, 1958a) questi depositi sono stati compresi nelle "Alluvioni ghiaiose" e nelle "Alluvioni prevalentemente sabbioso-argillose" del "Diluviale (Würmiano)".

*Superficie-limite e rapporti stratigrafici.* La superficie-limite inferiore del **SPB<sub>3</sub>** si suppone essere erosiva di genesi alluvionale, ma non risulta chiaramente determinata. Questa superficie di appoggio basale sui depositi alluvionali del *subsistema di Santa Margherita* (unità distinta nel Foglio "Maniago") non affiora nell'area in esame. Le analogie di ambienti deposizionali e di facies, nonché la mancanza di una discontinuità legata a una stasi sedimentaria significativa (paleosuolo), rendono i depositi fluvioglaciali del **SPB<sub>3</sub>** difficilmente distinguibili in pianura da quelli del *subsistema di Santa Margherita*. In bassa pianura tale limite si trova a profondità intorno a 20 m ed è riconoscibile soprattutto su base geocronologica.

Il limite superiore del **SPB<sub>3</sub>** è dato dal *top* deposizionale originario rimodellato e, localmente, marcato da una superficie di erosione di natura alluvionale. Dove la superficie-limite superiore coincide con il *top* deposizionale, essa è caratterizzata nell'alta pianura ghiaiosa da suoli mediamente evoluti con profilo tipo A-B-C (spessore medio degli orizzonti A + B di circa 70 cm e colore 10YR - 7.5YR). In bassa pianura, principalmente a causa della tessitura fine dei sedimenti (costituiti da limi e sabbie) e della superficialità della falda freatica, i suoli corrispondenti raggiungono colori compresi tra 2.5Y e 10YR e sono caratterizzati da potenti orizzonti calcici, come si verifica in tutta la bassa pianura veneto-friulana (COMEL *et alii*, 1982; MOZZI *et alii*, 2003; MICHELUTTI *et alii*, 2003).

A partire dalla fase cataglaciale, nel settore apicale del *megafan* i sedimenti di questo sistema sono stati terrazzati dalla formazione di un largo e profondo solco d'incisione entro cui è rimasta confinata l'attività fluviale, mentre nel settore distale si è avuta la formazione di un nuovo sistema deposizionale (*subsistema di Remanzacco*) che ha localmente sepolto il **SPB<sub>3</sub>**, ed è caratterizzato da dossi con al centro paleoalvei ghiaioso-sabbiosi. Dove il **SPB<sub>3</sub>** è sepolto dai dossi cataglaciali, la superficie-limite tra i due subsistemi è marcata da una superficie erosiva, mentre dove è coperto dai depositi di piana alluvionale correlati ai dossi, il riconoscimento della sua superficie-limite superiore risulta problematico (Fig. 18).

*Caratteristiche litologiche e sedimentologiche.* Nelle zone di alta pianura i depositi sono costituiti da ghiaie in matrice sabbiosa debolmente limosa, con stratificazione da orizzontale a inclinata, talvolta alternate a livelli, lenti o lingue di sabbia. I clasti sono arrotondati-subarrotondati, le dimensioni medie sono attorno a 1 cm, quelle massime arrivano a 10 cm; come litologia risultano prevalenti i carbonati (più del 70%) ma sono presenti in quantità significative anche vulcaniti, metamorfiti e arenarie. I depositi sono mediamente classati e

addensati. Le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. La tessitura varia da tessitura a supporto di clasti a parzialmente aperta

Nell'ambito dell'area rilevata, in alta pianura, non è stato possibile determinare lo spessore del deposito, a causa dell'assenza di affioramenti che permettessero la visione di una sezione completa dell'unità; inoltre, data la natura prevalentemente ghiaiosa della successione sedimentaria del sottosuolo, la superficie-limite inferiore del **SPB<sub>3</sub>** è difficilmente distinguibile nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi.

Nella bassa pianura i depositi sono costituiti in prevalenza da limi e limi argillosi, alternati a livelli decimetrici di sabbie e sabbie limose con laminazione millimetrica e centimetrica, parallela e incrociata; talvolta sono presenti orizzonti di argille, limi organici e torbe da centimetrici a decimetrici. La stratificazione è da tabulare a lentiforme. Qui lo spessore dell'unità è stimabile attorno ai 20 m.

*Ambienti deposizionali.* L'ambiente di deposizione è quello fluvio-glaciale distale, dove le acque di ablazione si organizzano in alvei di tipo *braided* cui sono associabili strutture di canale e di barra. Nei settori meridionali del Foglio si riconoscono prevalentemente sequenze di piana alluvionale e di canali *braided* sabbiosi ad esse associate.

*Determinazioni geocronologiche.* Un livello di torbe situato alla profondità di 2 m dal p.c., contenuto in una sequenza di piana alluvionale costituita da un'alternanza di livelli limoso-argillosi e sabbiosi (attribuita al **SPB<sub>3</sub>**), campionato presso C. Prosdocimi (Chions) (Fig. 16), ha fornito un'età radiocarbonio di  $18.470 \pm 200$  anni BP (Rome-670) (PAIERO, 1996). Un'età radiocarbonio relativamente più recente, pari a  $16.330 \pm 170$  anni BP (Ua-23089), è stata riscontrata al tetto di un livello di argille organiche sepolto da un corpo di canale sabbioso-ghiaioso (attribuito al *subsistema di Remanzacco*), rinvenuto in uno scavo presso C. Mazzalogo (Pramaggiore) (Fig. 18). Nell'area prossima alla fascia delle risorgive, presso Braidacurti, un livello di limi argillosi contenenti sostanza organica, facente parte di una sequenza di piana alluvionale, costituita da un'alternanza di livelli limoso-argillosi e sabbiosi (attribuita al **SPB<sub>3</sub>**), ha fornito un'età radiocarbonio di  $20.760 \pm 400$  anni BP (Rome-1766).

*Età.* Il *subsistema di Canodusso* è stato attribuito al Pleistocene superiore; in particolare, le datazioni finora eseguite e i rapporti stratigrafici con le altre unità nei fogli limitrofi permettono di collocare l'età tra 21.000 e 18.000 anni BP circa, età riconducibile alla fase di acme glaciale dell'episodio LGM nel bacino del Tagliamento, riconosciuta anche nella zona dell'anfiteatro morenico (ZANFERRARI *et alii.*, in stampa/a).

*Bacino di appartenenza.* Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti, contenuti nei sedimenti grossolani, ed alle evidenze morfologiche.

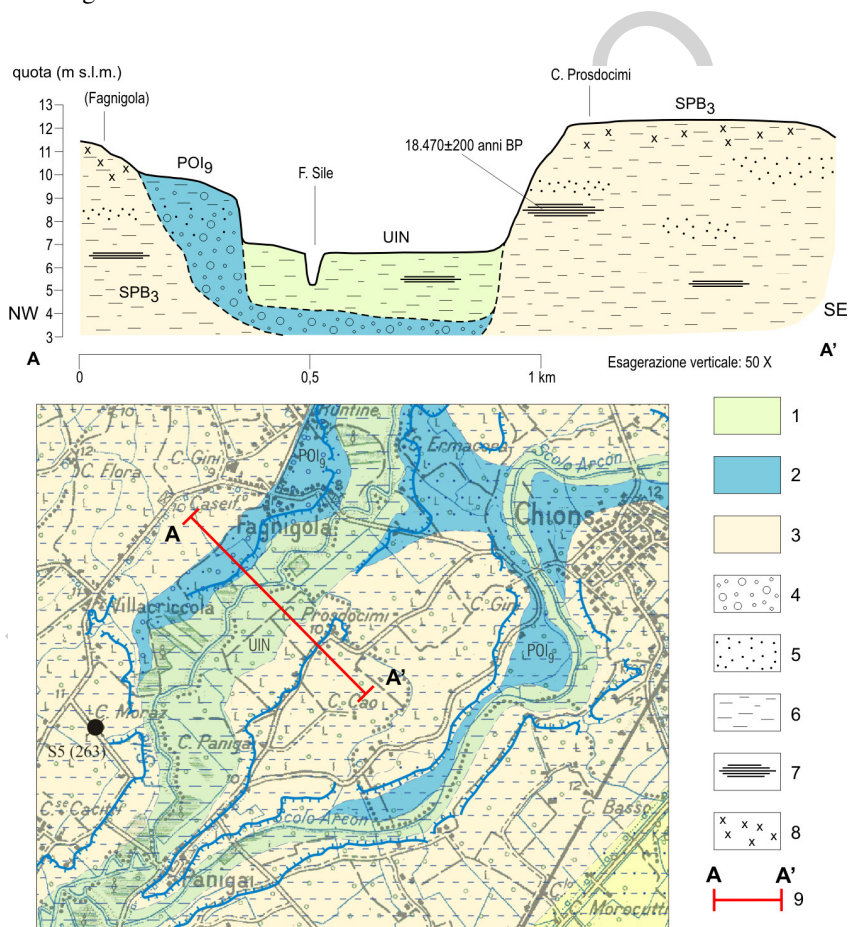


Fig. 16 - Sezione trasversale alla bassura del F. Sile presso C. Prosdocimi (a ovest di Chions) (rif. A in Fig. 29 riassuntiva delle ubicazioni).

1) Depositi alluvionali dei corsi di risorgiva (UIN); 2) depositi dell'unità di Malamocco (POI<sub>9</sub>); depositi del subsistema di Canodusso (SPB<sub>3</sub>); 4) ghiaie sabbiose; 5) sabbie; 6) limi argillosi; 7) torbe; 8) concrezioni carbonatiche; 9) traccia della sezione in pianta.

### 1.1.2.2. - Subsintema di Remanzacco (**SPB<sub>4</sub>**)

Il subsintema **SPB<sub>4</sub>** prende il suo nome dall'omonima località situata sul conoide formato durante la fase cataglaciale del LGM dallo scaricatore del ghiacciaio del Tagliamento, che aveva la direzione dell'attuale T. Torre; tale conoide costituisce il settore orientale dell'alta pianura friulana (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a). Nel Foglio "San Vito al Tagliamento" il **SPB<sub>4</sub>** comprende i depositi fluviali del Tagliamento deposti durante la fase cataglaciale del LGM, nella quale si è registrato un significativo cambiamento delle condizioni idrologiche che ha prodotto l'incisione dei tratti apicali dei *megafan* pleniglaciali con conseguente terrazzamento dell'alta pianura e, più a valle, con la formazione di sistemi telescopici che si sono sovrapposti alla pianura pleniglaciale.

È attribuito al **SPB<sub>4</sub>** il sistema telescopico del Corno, formatosi a valle dell'incisione modellata sui depositi fluvioglaciali del LGM dalle correnti che uscivano dallo scaricatore di San Daniele e parzialmente sovrapposto ai depositi del **SPB<sub>3</sub>**. Una parte di questo sistema cataglaciale affiora nella porzione nord-orientale del Foglio, nei pressi di Codroipo. Appartengono a quest'unità anche i depositi costituenti il sistema telescopico con apice poco a monte di Arzene, formatosi nella fase cataglaciale a valle dell'incisione modellata dallo scaricatore di Pinzano e parzialmente aggradante sulla pianura pleniglaciale stessa. Quest'ultimo si è sviluppato su tutta la metà occidentale dell'area del Foglio "San Vito al Tagliamento" e nel Postglaciale è stato parzialmente eroso e sepolto dai depositi del *sintema del Po*; la sua parte conservata ed affiorante si stende da Arzene verso la bassa pianura con diverse diramazioni ad andamento radiale, che nella zona più meridionale del Foglio corrispondono a dossi fluviali. Tra queste morfologie debolmente sopraelevate è interposta una piana alluvionale il cui spessore è spesso inferiore a 2 m, tanto che su estese aree è affiorante direttamente la superficie del *subsintema di Canodusso*.

Affioramenti di sezioni significative dell'unità sono visibili solamente in scavi occasionali sulla superficie dei lembi affioranti dei sistemi telescopici.

Nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (F. 39 "Pordenone" e F. 40 "Palmanova") (COMEL, 1956b; 1958a), in cui ricade l'area del Foglio "San Vito al Tagliamento", questi depositi rientrano nelle "Alluvioni ghiaiose leggermente ferrettizzate e alluvioni ghiaiose miste a particelle argillose" e nelle "Alluvioni prevalentemente sabbioso-argillose" del "Diluviale (Würmiano)".

*Superfici-limite e rapporti stratigrafici.* Il limite inferiore dei corpi sedimentari attribuiti al **SPB<sub>4</sub>** è rappresentato da una superficie erosiva di genesi alluvionale, modellata nel *sintema di Canodusso*. Presso C. Mazzalogo (Pramaggiore) uno scavo ha consentito di osservare tale limite, rappresentato



dalla superficie erosiva di un canale sabbioso-ghiaioso in un deposito di argille organiche attribuito al **SPB<sub>3</sub>** (Fig. 18). Si evidenzia il fatto che, mentre nell'alta pianura la discontinuità tra **SPB<sub>3</sub>** e **SPB<sub>4</sub>** è rappresentata da una incisione fluviale ampia qualche chilometro e profonda fino ad alcune decine di metri, nelle aree di bassa pianura, dove il **SPB<sub>4</sub>** è aggradante sul **SPB<sub>3</sub>**, ed è formato da depositi fini di piana alluvionale, non si riconoscono particolari superfici di discontinuità e la separazione del *subsistema di Remanzacco* dal sottostante *subsistema di Canodusso* si basa essenzialmente su datazioni radiocarboniche.

Il limite superiore del **SPB<sub>4</sub>** è dato in parte dal *top* deposizionale originario, parzialmente rimodellato, ed in parte da una superficie di erosione di natura alluvionale modellata dal Tagliamento nel Postglaciale. Dove la superficie-limite superiore coincide con il *top* deposizionale, essa è caratterizzata da suoli con caratteristiche analoghe a quelle descritte per il *sistema di Canodusso*. Tali suoli possono essere rinvenuti anche al di sotto delle unità più recenti che coprono il **SPB<sub>4</sub>**, come si può osservare ad esempio nell'area ad oriente del Meduna, compresa tra Arzene, Orcenico e Zoppola (Fig. 19).

*Caratteristiche litologiche e sedimentologiche.* In alta pianura i depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie in matrice sabbiosa debolmente limosa, a stratificazione suborizzontale e inclinata, con intercalati livelli, lenti e lingue di sabbia e peliti. Procedendo verso sud, a partire dall'area di Casarsa della Delizia, la frazione limoso-sabbiosa nei depositi aumenta divenendo paragonabile a quella ghiaiosa. Le ghiaie sono da mediamente a ben classate; i clasti sono arrotondati-subarrotondati, le dimensioni medie sono attorno a 1 cm, quelle massime arrivano a 15 cm e diminuiscono nel senso del trasporto, passando rispettivamente a 0,5 cm e 5 cm nelle zone più distali caratterizzate da dossi fluviali; la litologia è analoga a quella delle ghiaie del *sistema di Canodusso*. Le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono mediamente addensati e non cementati. La tessitura varia da quella a supporto di matrice a quella a supporto di clasti.

A valle della fascia delle risorgive si cominciano a delineare dossi larghi poche centinaia di metri con al centro canali ghiaiosi e sabbioso-ghiaiosi, che divengono maggiormente evidenti nella parte meridionale del Foglio. Particolarmente significativi per dimensioni e continuità sono quelli che si sviluppano tra Marignana e Pramaggiore e tra Villotta e Pravidomini. Questo tipo di corpi sedimentari si riconosce in tutta la bassa pianura friulana nell'ambito del *megafan* del Tagliamento e presenta le stesse caratteristiche sedimentologiche e cronologiche (FONTANA *et alii*, 2004). In genere si tratta di depositi ghiaioso-sabbiosi con stratificazione incrociata, presenza di ciottoli di fango, strutture di erosione e riempimento, talvolta superfici di riattivazione. Nei canali non si rinvencono mai depositi fini e organici (Fig. 17). A partire dalle aree situate presso il limite meridionale del Foglio cominciano a essere

distinguibili anche gli argini naturali, caratterizzati da sedimenti sabbiosi e sabbioso-limosi facilmente drenati, sulla cui superficie sono presenti suoli relativamente più evoluti, con rubefazione incipiente.



a)



b)

*Fig. 17 - Panoramica (a) e particolare (b) della sezione di un alveo posto su un dosso fluviale attribuito alla fase cataglaciata. Sotto lo strato arativo si riconoscono sabbie e sabbie ghiaiose con stratificazione interna incrociata. Loc. Malcanton, a est del casello autostradale di Portogruaro. (rif. B in Fig. 29 riassuntiva delle ubicazioni)*

Nell'alta pianura lo spessore dell'unità non è definibile a causa dell'assenza di affioramenti che permettano la visione di una sezione completa dell'unità; inoltre, data la natura prevalentemente ghiaiosa della successione sedimentaria del sottosuolo, la superficie-limite inferiore del **SPB<sub>4</sub>** è difficilmente distinguibile nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi. Nella bassa pianura lo spessore del **SPB<sub>4</sub>** è in genere limitato e raggiunge una potenza massima di 3÷5

m all'interno dei dossi fluviali, mentre decresce velocemente allontanandosi dai dossi, fino a chiudersi lateralmente (Fig. 18).

**Ambienti deposizionali.** Si tratta di depositi alluvionali di corsi d'acqua di tipo *braided*. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra, argine e *overbank*.

**Età.** Per la posizione stratigrafica si attribuisce al *subsistema di Remanzacco* un'età compresa tra le fasi finali del Pleniglaciale e quelle iniziali del Tardoglaciale. Sulla base delle datazioni disponibili e dei rapporti stratigrafici si stima che possa avere un'età pleistocenica superiore, compresa tra 18.000 e 15.000 anni BP circa.

**Bacino di appartenenza.** Bacino del Tagliamento, in base alla composizione litologica dei clasti ed alle evidenze morfologiche.

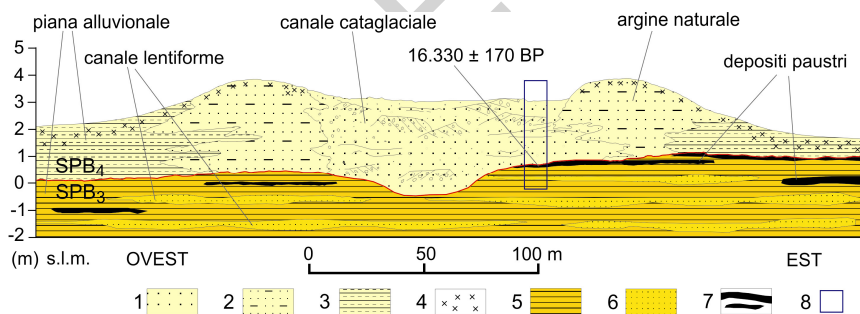


Fig. 18 - Sezione schematica dei dossi del subsistema di Remanzacco (modificato da FONTANA et alii, 2004). (rif. C in Fig. 29 riassuntiva delle ubicazioni)

1) alveo con sabbie ghiaiose disposte in stratificazione incrociata tabulare e con strutture di erosione e riempimento, frequenti ciottoli di fango; 2) argini naturali sabbioso limosi con presenza di suoli evoluti, spesso con rubefazione incipiente; 3) piana alluvionale distale limoso argilloso con laminazioni pluricentimetriche e presenza di suoli calcici con caratteri idromorfi; 4) concrezioni e croste carbonatiche; 5) piana alluvionale pleniglaciale argilloso limosa con laminazioni millimetriche, frammenti di vegetali e gasterpodi; 6) corpi di canale sabbiosi lentiformi con potenza decimetrica, presenza di laminazione parallela; 7) depositi organici, torbe e limi organici di età pleniglaciale; 8) sequenza stratigrafica di località C. Mazzalogo (presso Pramaggiore).

### 1.1.3. - Sintema del Po (POI)

Il *sintema del Po* raggruppa in modo indifferenziato i depositi dei principali bacini sedimentati durante il Postglaciale, ovvero dalla fine dell'ultima fase glaciale pleistocenica fino all'Attuale.

Diversamente da quanto avveniva durante il LGM, nel Postglaciale il F. Tagliamento ed i torrenti Cellina e Meduna, caratterizzati da estesi bacini

idrografici alpini, alla loro uscita dai tratti vallivi hanno inciso i relativi conoidi pleistocenici e spostato in posizione più distale la zona di deposito, originando dei sistemi deposizionali telescopici. Le cause di questo spostamento sono probabilmente complesse e dipendono principalmente dai mutati regimi idrologici e dalla minor disponibilità di detriti, indotte dalla variazione climatica occorsa al passaggio tra il LGM e il periodo climatico del *Dryas I* (OROMBELLI, 2005). Va inoltre osservato che questa variazione dei sistemi fluviali non è stata sincrona per i vari bacini idrografici.

Nel **POI** è stata distinta l'*unità di Torcello* (**POI<sub>10</sub>**) secondo criteri morfologici e sulla base di informazioni storiche e archeologiche. A questa unità informale vengono riferiti gli alvei attualmente in evoluzione di Tagliamento, Meduna e Cellina e quelli abbandonati ma riconosciuti in evoluzione in epoca storica dal periodo romano in poi, comunemente definiti di età post-romana (IV-V secolo d.C. - Attuale).

Nell'ambito dei depositi appartenenti al bacino del Tagliamento è stata distinta l'*unità di Malamocco* (**POI<sub>9</sub>**), cui appartengono i depositi alluvionali che costituiscono il sistema telescopico formatosi a partire dal Tardoglaciale. Questi depositi sono stati messi in posto dai diversi alvei del Tagliamento attivi dalle fasi di incisione del periodo Tardoglaciale fino all'epoca romana compresa (15.000 anni BP circa - V secolo d.C.).

In alcune aree, sia nel bacino del Cellina-Meduna che in quello del Tagliamento, i depositi affioranti, probabilmente recenti, risultano di incerta attribuzione tra le due unità per mancanza di riscontri cronologici affidabili, in tali casi si è preferito cartografarli come **POI** indistinto.

Nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (F. 39 "Pordenone" e F. 40 "Palmanova") in cui ricade l'area del Foglio "San Vito al Tagliamento" (COMEL, 1956b; 1958a), questi depositi rientrano nelle "Alluvioni ghiaiose e sabbioso-limose" del "Postglaciale".

Di seguito viene riportata la descrizione delle caratteristiche del **POI** e delle *unità di Torcello* e *Malamocco* correlate ai sistemi deposizionali dei principali corsi d'acqua.

### **Bacino del Cellina-Meduna**

Nel Foglio "San Vito al Tagliamento" ricadono i settori distali dei conoidi telescopici olocenici del Cellina e del Meduna e la parte di piana alluvionale in cui le loro identità morfologiche sfumano e i due sistemi deposizionali si fondono, diventando indistinguibili l'uno dall'altro.

L'unghia del conoide telescopico olocenico del Cellina è morfologicamente ancora ben distinguibile fino alla località Pasch e al guado di Tremeacque. Esso si sovrappone al conoide pleistocenico e assume un carattere di pensilità rispetto

a questo; i limiti con il **VIV** sono evidenti e riconoscibili sia sulla base di criteri morfologici che del diverso grado di pedogenesi dei suoli.

Il conoide telescopico olocenico del Meduna si distingue da quello omologo del Cellina per essere caratterizzato da una granulometria dei depositi mediamente inferiore e per la netta differenza dei gradienti topografici: cambiano infatti le direzioni dei vettori di massima pendenza e ne diminuiscono i valori. L'identità morfologica del conoide si perde tra Murlis e Valvasone, dove la pendenza del gradiente topografico della pianura è rivolta verso sud-ovest, coerentemente con quella del *megafan* pleistocenico del Tagliamento.

La sottile plaga di depositi limoso-sabbiosi che copre quasi totalmente, sulla sinistra del corso attuale del Meduna, i depositi fluvioglaciali del Tagliamento (Fig. 19) è molto probabilmente riferibile a corsi ed esondazioni del Meduna quando gravitava sulla parte orientale del conoide olocenico. In uno di questi momenti, non documentato da testimonianze storiche, il Meduna defluiva seguendo il tracciato attualmente percorso dal F. Fiume, mentre, in tempi decisamente più recenti, va ricordata l'attività del ramo delle Gravette che si sviluppa nell'area compresa tra Murlis e Zoppola. Modesti spessori di alluvioni limoso-sabbiose, non precisamente riferibili al Cellina o al Meduna, sono sovrapposte ai depositi fluvioglaciali del Tagliamento anche sulla destra del Meduna, tra Pasch e la SS 13; anche in questo caso il gradiente topografico della superficie è concorde con quello del conoide fluvioglaciale del Tagliamento. Questi depositi limoso-sabbiosi hanno spessori modesti e sono distinguibili da quelli del Tagliamento, che localmente affiorano sulla superficie, oltre che per la diversa composizione litologica e granulometrica, anche per il minor grado di pedogenesi.

Le testimonianze archeologiche e i dati cronologici raccolti non aiutano a spingersi molto indietro nella ricostruzione dell'evoluzione dei sistemi fluviali del Cellina e del Meduna. Resti di strutture abitative romane, riconoscibili soprattutto per la presenza di concentrazioni di laterizi sugli arativi, sono presenti sia a Cordenons e sui suoi Magredi sia tra Murlis, Ovoledo e Valvasone (SERAFINI & INDRI, 1998); mentre sulla superficie della parte di pianura solcata dal corso attuale del Meduna e compresa tra l'incisione del Noncello e Castions di Zoppola, non sono segnalate né strutture né tracce certe di viabilità antiche. Strutture romane sepolte invece sono state rinvenute alla profondità di circa 1 m presso Casa Lunardelli a Cordenons (2342100 E; 5091960 N) e alla profondità di 1,5 m dal p.c. in località Prepan di Zoppola (2343700 E; 5091520 N).

Questi elementi indicano che i conoidi olocenici del Cellina e del Meduna erano all'epoca abitati, ma non forniscono indicazioni precise per capire in che posizione fossero i corsi d'acqua, né se l'abbandono degli insediamenti sia da attribuirsi o meno ad eventi alluvionali. Indicano inoltre che, almeno ai margini

del corso attuale del Meduna, parte dei depositi limoso-sabbiosi che coprono i depositi fluvioglaciali del SPB sono di età post-romana.

A causa di queste incertezze i depositi del sistema Cellina - Meduna riconosciuti chiaramente post-romani sono stati cartografati con l'*unità di Torcello*, mentre i restanti sono stati genericamente attribuiti al **POI** indistinto.

Le prime indicazioni sicure sull'assetto idrografico di Cellina e Meduna nell'area derivano dalle cronache scritte a partire dal XV secolo e dalle carte topografiche dell'inizio del XIX secolo (in particolare la Carta Topografica-geometrica militare del Ducato di Venezia rilevata da Anton von Zach e la Carta Topografica del Regno Lombardo-Veneto). Nelle carte del von Zach l'alveo del Cellina occupava parte del settore occidentale del conoide olocenico (Magredi di Cordenons), tanto che il suo ramo più occidentale passava non distante dall'abitato di Cordenons.

In seguito alla realizzazione dei ripari, a partire dal XVIII secolo, e degli argini, all'inizio del XX secolo, a protezione di Cordenons e dei suoi magredi, l'alveo del Cellina si è stabilizzato nella posizione attuale occupando il settore centrale del conoide olocenico.

Nello stesso documento cartografico, poco a valle della confluenza con il Colvera, il Meduna si sdoppiava in due direttrici: una, che riceveva anche il contributo del Colvera, seguiva all'incirca il percorso attuale, mentre l'altra, denominata "ramo delle Gravette", lambiva gli abitati di Rauscedo e Domanins e si ricongiungeva con il Cellina all'altezza di Zoppola, in località Tremeacque, seguendo nell'ultimo tratto il corso dell'attuale Brentella. Il ramo delle Gravette, sembra sia stato attivo almeno a partire dal 1459 (LUCHINI, 1975) ed è rimasto tale fino alla costruzione delle arginature nel 1886, costruite per proteggere le frazioni di Rauscedo, Domanins e Murlis dai frequenti danni e allagamenti cui erano soggette durante le piene del Meduna.

L'*unità di Torcello (POI<sub>10</sub>)* rappresenta quindi la superficie su cui divagava l'alveo del T. Cellina nel XIX secolo, prima della costruzione delle arginature sulla sua destra (avvenuta nel 1909). Per quanto riguarda invece il T. Meduna comprende in definitiva i corsi seguiti dal XV secolo fino all'attuale, compreso il corso oggi non più in evoluzione del "ramo delle Gravette".

*Superfici-limite e rapporti stratigrafici.* Il limite inferiore del **POI** relativo al sistema Cellina - Meduna è costituito da una superficie, che può essere anche erosiva, di genesi alluvionale.

La superficie-limite superiore coincide con la superficie topografica ed è caratterizzata da assenza di suolo o da suoli con profilo tipo A-C, con orizzonte A sviluppato per pochi centimetri e colore prevalente 10YR-2.5Y.

*Caratteristiche litologiche e sedimentologiche.* I depositi presentano variabilità litologica sia verticale che orizzontale e sono costituiti da ghiaie in matrice sabbiosa a stratificazione da orizzontale a inclinata, da sabbie, sabbie

limose e limi sabbiosi con laminazione parallela o incrociata a basso angolo. Nei depositi ghiaiosi i clasti sono arrotondati-subarrotondati, le dimensioni medie sono attorno a 1 cm, quelle massime arrivano a 10 cm; le litologie sono in netta prevalenza carbonatiche (più del 90 %). I depositi sono poco addensati e non cementati. La tessitura varia da tessitura a supporto di clasti a quella a supporto di matrice.

*Ambienti deposizionali.* Si tratta di depositi alluvionali di corsi d'acqua di tipo *braided* migranti sulla superficie del conoide o a canale unico migrante. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

*Determinazioni geocronologiche.* Due campioni contenenti sostanza organica prelevati da sequenze limoso-sabbiose di piana alluvionale (attribuite al **POI**), sovrastanti a depositi ghiaiosi tardo-pleistocenici del Tagliamento, situate rispettivamente presso Villafranca (a sud di Zoppola) e a Tavella (a sud-ovest di Fiume Veneto), hanno fornito età radiocarbonio di  $6.330 \pm 60$  anni BP (Rome-1757) e di  $3.340 \pm 140$  anni BP (Rome-1767). Una datazione  $^{14}\text{C}$  eseguita su un tronco rinvenuto all'interno di depositi sabbiosi di esondazione del F. Meduna (attribuiti al **POI**) in località Ponte Meduna, ha fornito un'età di  $3.040 \pm 55$  anni BP (Rome-1540). Un'altra datazione  $^{14}\text{C}$  eseguita su un paleosuolo alla base del **POI** nella zona di Arzene (loc. Casa Gismant, situata nel Foglio "Maniago") ha fornito un'età di  $5.845 \pm 65$  anni BP (Rome-1350; ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b).

*Età.* Per quanto riguarda i depositi del bacino del Cellina-Meduna, in base alla posizione stratigrafica e ai dati cronologici, si attribuisce al *sistema del Po* un'età compresa tra le fasi iniziali dell'Olocene e l'Attuale.

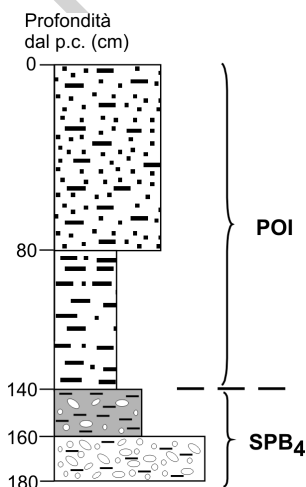


Fig. 19 - Log della trivellata manuale eseguita a SW di Arzene (rif. D in Fig. 29 riassuntiva delle ubicazioni). Descrizione degli orizzonti riconoscibili:

0-80 cm: Sabbia limosa, non alterata, colore 2,5Y5/3; depositi di esondazione del Meduna.

80-140 cm: Limo argilloso con resti di radici, colore 10YR5/3; depositi di piana alluvionale del Meduna.

140-160 cm: Limo con ghiaia alterata, colore 7,5YR4/3; orizzonte B del suolo sepolto sui depositi del Tagliamento.

160-180 cm: Ghiaia alterata in matrice limosa, colore 7,5YR4/3; orizzonte BC del suolo sui depositi del Tagliamento.

### **Bacino del Tagliamento**

Sono attribuiti al *sintema del Po* i depositi alluvionali che costituiscono il sistema telescopico formatosi durante la fase di incisione postglaciale del Fiume Tagliamento. Nella sua parte apicale esso è incastrato alla base delle scarpate dei terrazzi incise nei depositi fluvioglaciali tardo-pleistocenici e si sviluppa poi verso valle fino alla costa, estendendosi tra Portogruaro e Latisana. Questo sistema telescopico, buona parte del quale rientra nel Foglio "San Vito al Tagliamento", si individua, in sinistra idrografica, a partire da Turrída (Foglio "Maniago") e prosegue verso Codroipo fino al sistema del F. Taglio-Stella, dove va a seppellire o rimaneggiare i depositi del **SPB<sub>3</sub>** e del **SPB<sub>4</sub>**.

In destra idrografica i depositi appartenenti a questa unità si trovano alla base della scarpata tra Gradisca e Arzenutto (Foglio "Maniago") e proseguono poi verso SSW per Valvasone e Casarsa della Delizia, dove sono sovrapposti a quelli del **SPB<sub>4</sub>**. Nella bassa pianura i depositi appartenenti al sistema postglaciale sono localizzati secondo le diverse direzioni dei percorsi che il Tagliamento ha occupato durante tutta la sua storia evolutiva, che va dalla fase successiva al LGM all'Attuale. Le principali direzioni seguite nel Postglaciale dal Tagliamento sono descritte nel paragrafo "I percorsi del Tagliamento nel Postglaciale" del capitolo V.

Nell'alta pianura i depositi del **POI** sono descritti sulla base di osservazioni effettuate in scavi occasionali e sondaggi manuali (trivellate) che non hanno interessato la sezione completa dell'unità; solo in un caso (scarpate di sbancamento nella discarica per inerti del Comune di Valvasone, situata presso la loc. Casatte) è stato possibile osservare l'intero spessore dell'unità di circa 5 m (Fig. 20). Nella bassa pianura, invece, nelle aree caratterizzate da sedimenti del *sintema del Po* in facies di piana alluvionale, è più facile riconoscere direttamente la base di questa unità.



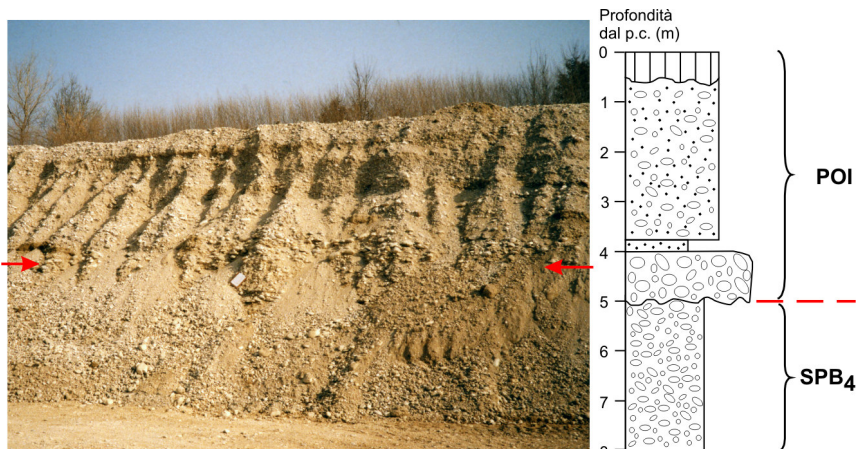


Fig. 20 - Log della sezione osservata sulle scarpate di sbancamento di una ex cava, ora scaricata per inerti del comune di Valvasone, in loc. Casatte (rif. E in Fig. 29 riassuntiva delle ubicazioni).

Descrizione degli orizzonti riconoscibili:

0-0.5 m: terreno di riporto;

0.5-3.7 m: ghiaia con sabbia a stratificazione suborizzontale e inclinata, poco addensata con tessitura da supporto di clasti a partially open-work;

3.7-4 m: sabbia e limo;

4-5 m: ghiaia grossolana con blocchi in matrice sabbiosa;

5-8 m: ghiaia sabbiosa debolmente limosa, a supporto di clasti, addensata, con stratificazione suborizzontale.

Al tetto del deposito del SPB4 non si osserva la presenza di suoli sepolti, il limite tra le due unità è dunque marcato da una superficie erosiva indicata dalle frecce.

**Superfici-limite e rapporti stratigrafici.** Il limite inferiore del **POI** è dato da una superficie erosiva di genesi alluvionale che rappresenta la superficie di appoggio basale del **POI** sul *subsistema di Canodusso* e sul *subsistema di Remanzacco*. Fino alla fascia delle risorgive, data la natura prevalentemente ghiaiosa della successione sedimentaria del sottosuolo, questo limite inferiore è difficilmente distinguibile nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi. Nelle aree meridionali del Foglio, dove sono presenti sedimenti fini e nella sequenza stratigrafica si trovano anche suoli sepolti e orizzonti databili, lo spessore dell'unità è in genere di alcuni metri (2÷5) nelle zone di piana alluvionale, mentre raggiunge anche i 10÷15 m dove tali depositi hanno riempito le incisioni più profonde modellate dal Tagliamento.

Il limite superiore è dato dal *top* deposizionale originario parzialmente rimodellato e, localmente, da una superficie di erosione modellata dai fiumi di risorgiva maggiori. Dove la superficie-limite superiore coincide con la

superficie topografica, essa è caratterizzata da assenza di suolo (*unità di Torcello*) o da suoli con profilo tipo A-C (entisuoli, cfr. SOIL SURVEY STAFF, 1998) con orizzonte A sviluppato per pochi centimetri (o assente) e colore prevalente rispettivamente 10YR, nell'alta pianura e nei settori della bassa meglio drenati, e 2.5Y negli altri settori. I sondaggi manuali condotti durante il rilevamento hanno consentito d'individuare alcuni suoli sepolti situati a debole profondità (1÷3 m), anch'essi caratterizzati da uno scarso grado di evoluzione pedologica e classificabili generalmente come entisuoli.

Diversa è la situazione dell'area di affioramento di questa unità a ovest di Casarsa della Delizia e di San Vito al Tagliamento, che corrisponde ai depositi messi in posto tra il Tardoglaciale e la prima parte dell'Olocene. I suoli osservabili in superficie sono mediamente evoluti, con profilo tipo A-B-C (colore 10YR) dove prevalgono i depositi ghiaioso-sabbiosi; dove prevalgono limi e limi-sabbiosi i suoli sono caratterizzati da orizzonti calcici con colore 2.5Y. Degno di nota è il fatto che in corrispondenza della fascia delle risorgive i suoli che caratterizzano la superficie-limite superiore dell'unità presentano una certa differenziazione, dovuta alla variabilità granulometrica dei sedimenti e alle particolari condizioni del drenaggio locale: infatti la presenza della falda affiorante in certe zone ha consentito la formazione di orizzonti mollici, caratterizzati da accumulo di sostanza organica.

*Caratteristiche litologiche e sedimentologiche.* I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane in matrice sabbiosa, a stratificazione da orizzontale a inclinata, sabbie e limi sabbiosi; i clasti sono arrotondati-subarrotondati, le dimensioni medie sono attorno a 1.5 cm, quelle massime arrivano a 15 cm e diminuiscono nel senso del trasporto, passando rispettivamente a <1 cm e 10 cm; come composizione petrografica si hanno litotipi del tutto simili a quelli visti per i depositi ghiaiosi del *subsistema di Canodusso* e del *subsistema di Remanzacco*; le ghiaie sono da classate a mal classate. La tessitura dei depositi ghiaiosi varia da quella a supporto di clasti a quella parzialmente aperta. Le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono poco addensati e non cementati.

A valle del limite superiore delle risorgive i depositi sopra descritti divengono generalmente più sabbiosi e si alternano a limi sabbiosi e limi che raggiungono anche la potenza di alcuni metri, come riscontrato in alcuni sondaggi manuali condotti presso le località di Rividischia di Codroipo e Gradiscutta di Varmo (Fig. 21). Le ghiaie sono concentrate prevalentemente lungo gli alvei abbandonati, indicati nella carta geologica, che divengono progressivamente di tipo meandriforme e più incisi procedendo verso sud. In genere non si tratta di singoli canali fluviali, ma più genericamente di fasce di canali (*channel belt*, cfr. MIALI, 1996) al cui interno i vari paleoalvei o rami di

paleoalvei sono stati verosimilmente attivi durante la medesima fase sedimentaria.

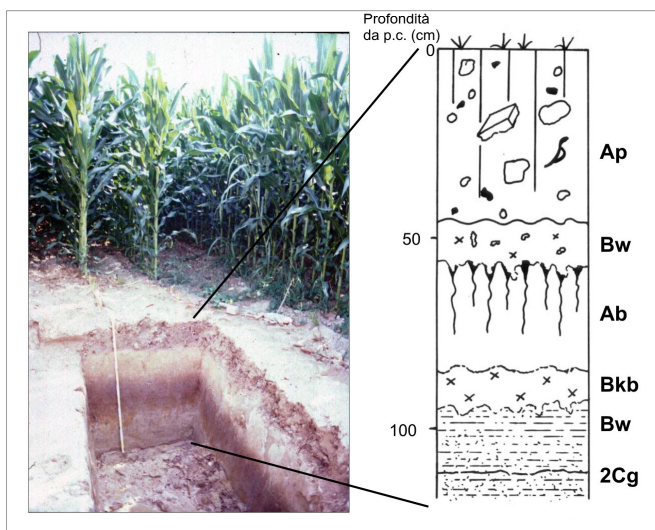


Fig. 21 - Sezione su depositi del POI in loc. Gradiscutta di Varmo (rif. F in Fig. 29 riassuntiva delle ubicazioni).

Descrizione degli orizzonti riconoscibili:

0-45 cm: Franco limoso con sabbia, colore 2,5Y 6/3. Limite inferiore abrupto lineare. Scheletro 10% ca., da minuto a medio (ghiaie, laterizi e frammenti di ceramica protostorica) [Ap].

45-55 cm: Franco limoso con sabbia, colore 2,5Y 7/4-6. Limite inferiore chiaro ondulato-irregolare. Screziature giallo marroni (2,5Y 5/4) [Bw].

55-85 cm: Franco limoso, colore 2,5Y 4/3. Screziature da scarse a comuni e patine fra gli aggregati a partire da 70 cm. Abbondante attività vegetale e animale [Ab].

85-92 cm: Idem, ma presenza di concrezioni carbonatiche, comuni (diametro fino a 1,3 cm) [Bkb].

92-110 cm: Franco limoso sabbioso, colore 2,5Y 7-6/4. Screziature comuni gialle [Bw].

Oltre 110 cm: Franco limoso con sabbia, colore (2,5Y 6/1-2). Screziature grigio azzurro (G2) comuni. Presenza di rare concrezioni carbonatiche minute [2Cg].

Nel settore centro-orientale del Foglio le varie *channel belt* riconosciute sembrano originarsi da una fascia del F. Tagliamento situata genericamente tra il ponte della Delizia sulla S.S. 13 "Pontebbana" e l'abitato di Pieve di Rosa. Questa fascia è identificabile con un importante nodo avulsivo del sistema del Tagliamento, da cui si sono verificate numerose diversioni durante il Postglaciale. La causa principale potrebbe essere stata fornita dal fatto che il fiume in quella zona passa dall'alta alla bassa pianura e subisce una brusca

variazione nel suo profilo longitudinale, cambiando la sua inclinazione dal 5‰ circa al 3‰ circa. Si deve ricordare che nella stessa fascia avulsiva si verificò in epoca alto-medievale la deviazione fluviale che spostò il corso principale del Tagliamento dalla direzione precedentemente seguita (Cordovado-Fossalta-Lugunana) a quella grosso modo coincidente con l'attuale.

*Ambienti deposizionali.* Nell'area settentrionale del Foglio si tratta di depositi alluvionali legati a un corso d'acqua di tipo *braided*, che diviene quasi a meandri nella porzione più meridionale. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*. Fra questi ultimi sono state riconosciute alcune sequenze stratigrafiche formate da alternanze decimetriche di limi e sabbie limose con saltuari livelli limosi organici.

*Determinazioni geocronologiche.* Secondo i nuovi dati emersi durante il rilevamento di questo Foglio e dell'adiacente Foglio "Portogruaro" (BONDESAN *et alii*, in stampa), l'attivazione del sistema postglaciale dovrebbe corrispondere alle ultime fasi del Pleistocene, successivamente a circa 15.000 anni BP. Considerando invece la fascia attiva negli ultimi secoli, sulla base di analisi di documenti storici (Carta Topografica del Regno Lombardo-Veneto, serie storiche delle carte IGM a diverse scale, monografie, ecc.), prima della costruzione delle opere di sistemazione fluviale avvenuta a cavallo tra la fine del XVIII e l'inizio del XX secolo, la sedimentazione si poteva ritenere attiva su ampi settori del POI (in particolare sulla porzione occidentale che corrisponde all'*unità di Torcello*), mentre attualmente è limitata dagli argini artificiali.

Dall'esame dei dati archeologici si evince che il settore più orientale del POI era già stabile in epoca romana. Infatti il settore situato a oriente del corso attuale del F. Tagliamento è caratterizzato dalla presenza, anche a ridosso dell'alveo attuale, di numerosi siti archeologici di età romana (CIVIDINI, 1996) e da alcuni riferibili alla media età del Bronzo (1350-1150 a.C.) e alla prima età del Ferro (X-VI sec. a.C.). Questi ultimi dimostrano la stabilità della superficie almeno dal I millennio a.C. Tra le aree più importanti si ricorda il Castelliere di Rividischia di Codroipo, costituito da un abitato fortificato frequentato dal XV all'VIII sec. a.C., edificato lungo un alveo del Tagliamento già abbandonato dal fiume alpino all'epoca, ma forse riattivato da un corso alimentato da risorgive (TASCA, 1999). Anche presso Pieve di Rosa e il cimitero di Belgrado di Varmo sono emerse testimonianze relative alla media età del Bronzo (BUORA *et alii*, 2001). Presso il sito di Gradiscutta di Varmo, al margine meridionale dell'omonimo abitato, sono state individuate numerose strutture insediative databili tra l'VIII e il VI sec. a.C. e nell'area è stato anche riconosciuto un suolo sepolto, precedente alla frequentazione umana (BUORA *et alii*, 2001) (Fig. 21). In questo sito, come in quelli del castelliere di Rividischia e presso l'attuale abitato di Roveredo di Varmo, sono stati anche ritrovati reperti genericamente attribuiti alla prima Età dei Metalli (CANDUSSIO, 1991) che datano almeno

all'inizio del II millennio a.C. la stabilizzazione dell'ala orientale del sistema postglaciale del Tagliamento (corrispondente all'*unità di Malamocco*).

Un'ulteriore prova della stabilità continuativa del **POI** a est dell'attuale Tagliamento è fornita dalla strada d'epoca romana che portava dalla città di Concordia verso l'area alpina e che si può seguire sulle foto aeree e sul terreno dall'odierno argine orientale del Tagliamento, presso Pieve di Rosa, attraverso gli abitati di Camino al Tagliamento, Codroipo e Beano con andamento WSW-ENE (BUORA, 1999). La traccia di tale strada è ben riconoscibile anche a SW dell'abitato di Morsano al Tagliamento e fino al paese di Alvisopoli.

*Età.* In base alla posizione stratigrafica e ai dati cronologici si attribuisce al *sintema del Po* un'età compresa tra le fasi finali del Pleistocene superiore (successivamente a circa 15.000 anni BP) e l'Attuale.

### 1.1.3.1. - Unità di Malamocco (**POI<sub>0</sub>**)

Sono stati inseriti in questa unità i depositi appartenenti al solo bacino del Tagliamento relativi ai diversi percorsi del fiume attivi dall'inizio del periodo postglaciale fino all'epoca romana compresa. In questo periodo dell'evoluzione della pianura del Tagliamento si sono verificati numerosi eventi di deviazione fluviale che hanno permesso al fiume di spostare ripetutamente il proprio corso, coinvolgendo di volta in volta aree diverse.

A partire dal periodo Tardoglaciale (circa 15.000 ÷ 10.000 anni BP) fino alla fine del Periodo Subboreale (5.000 ÷ 2.800 anni BP) si verificarono fasi di incisione che coinvolsero la bassa pianura con l'attivazione di alcune direttrici fluviali larghe qualche chilometro e incise fino a 10÷15 m rispetto ai depositi del LGM.

Nel settore occidentale del Foglio sono state riconosciute due fasce di alvei abbandonati ghiaiosi presumibilmente tardoglaciali, che a valle della fascia delle risorgive si vengono a trovare entro depressioni modellate nello stesso periodo dall'attività erosiva delle correnti fluviali tilaventine. Entrambe sembrano provenire dalla zona di Casarsa: la più occidentale si dirige verso Fiume Veneto e prosegue per la depressione oggi percorsa dal F. Fiume; la seconda si dirige verso Bannia, Azzano Decimo e Fagnigola e coincide con la depressione oggi occupata dal F. Sile. Nei pressi di Bannia (loc. Palazzine di Sopra) sono stati rinvenuti dei depositi di torba e macroresti legnosi a contatto con ghiaie sabbiose legate ad alvei *braided* della fascia più occidentale (Fig. 22); la loro datazione ha fornito età radiocarbonio comprese tra 12.375 ± 115 anni BP e 12.050 ± 110 anni BP (Rome-1622 e 1623). Questi dati cronologici sono stati anche confrontati con analisi paleobotaniche eseguite sui medesimi campioni di torba, risultando in perfetto accordo (DONEGANA *et alii*, 2005). Poco più a

monte, in loc. Sile presso le sorgenti del F. Sile (all'interno della fascia delle risorgive), macroresti legnosi contenuti in depositi ghiaioso-sabbiosi riferibili alla fascia di alvei *braided* che proseguiva per la bassura dove oggi scorre il F. Sile (Fig. 23) hanno fornito età radiocarbonio comprese tra  $10.140 \pm 80$  anni BP e  $10.060 \pm 80$  anni BP (Rome-1841 e 1840). Considerato che i campioni raccolti provengono da depositi che testimoniano la disattivazione dei sistemi di alvei, i risultati della cronologia radiometrica consentono di documentare che i 2 percorsi del Tagliamento sopra descritti sono stati attivi tra 15.000 e circa 10.000 anni BP.

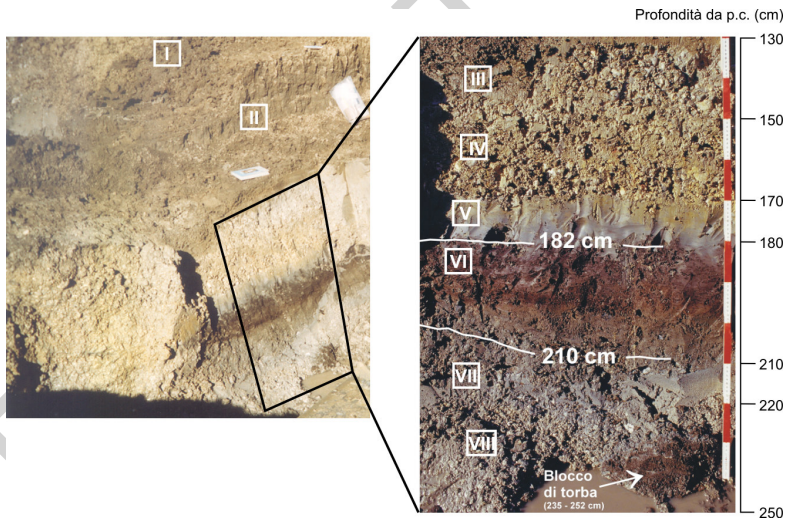


Fig. 22 - Sezione su depositi del POI<sub>9</sub> in loc. Palazzine di sopra, presso Bannia (rif. G in Fig. 29 riassuntiva delle ubicazioni). Descrizione degli orizzonti riconoscibili:

I) 0-50 cm: strato di terreno arativo. Ap

II) 50-130 cm: limo argilloso marrone-grigiastro scuro (10YR3/2) con ciottoli, presenti rari noduli e concrezioni carbonatiche, comune sostanza organica diffusa, effervescenza debole; limite inferiore irregolare chiaro.

III) 130-150 cm: ghiaia mista a limo e sabbia, colore come sopra, tessitura a supporto di matrice, limite inferiore irregolare graduale. IIBwg

IV) 150-170 cm: ghiaia grossolana con sabbia e limo, colore grigio-brunastro chiaro (10YR6/2), tessitura a supporto di matrice, comuni clasti alterati, limite inferiore ondulato abrupto. IIBwg2

V) 170-180 cm: argilla grigia (2,5Y5/1) ricca di sostanza organica diffusa, limite inferiore irregolare chiaro. IIIA/Bgb

VI) 180-210 cm: torba, limite inferiore ondulato abrupto. Questo corpo sedimentario sembra avere geometria lentiforme. IIIOe. Datazione radiocarbonio del deposito:  $12.375 \pm 115$  anni BP.

VII) 210-220 cm: sabbia grigia carbonatica contenente resti di un tronco, limite inferiore irregolare chiaro. IVCg. Datazione radiocarbonio del tronco:  $12.050 \pm 110$  anni BP.

VIII) 220-250 cm: ghiaia grossolana con sabbia, tessitura a supporto di clsti. VCg2  
 Profondità dal p.c. (cm)



Fig. 23 - Sezione dei depositi degli alvei abbandonati del Tagliamento della fase tardoglaciale in località Sile, presso Casarsa della Delizia (rif. H in Fig. 29 riassuntiva delle ubicazioni). Tra 0 - 50 cm dal p.c. si osserva l'orizzonte alterato del suolo; tra 140 - 150 cm sono presenti sedimenti limoso-sabbiosi ricchi di sostanza organica e macroresti legnosi, che hanno fornito date radiocarbonio comprese tra  $10.140 \pm 80$  anni BP e  $10.060 \pm 80$  anni BP.

Un'ulteriore fascia di attività relativa al periodo Tardoglaciale e con caratteristiche morfologiche simili alle precedenti è stata individuata tra Casarsa, Tajedo e Chions, all'interno di un'ampia bassura, ancora oggi riconoscibile e caratterizzata da ghiaie sabbiose subaffioranti. Al suo interno oggi scorrono solo piccoli corsi di risorgiva, come lo scolo Arcon e le rogge Beverella e Baidessa.

Nell'area centro-meridionale del Foglio sono presenti altri due sistemi di alvei abbandonati del Tagliamento rappresentati dalle due larghe incisioni entro le quali attualmente scorrono i fiumi Reghena e Lemene. Queste ampie valli fluviali sono state incise dal fiume tra le ultime fasi del Pleistocene e l'inizio dell'Olocene e sono ben individuabili fino a Portogruaro, grazie alla loro notevole evidenza nella carta del microrilievo (FONTANA, 2004). Al loro interno si trovano ghiaie e ghiaie sabbiose potenti circa 4÷10 m, che sono affioranti o subaffioranti nel territorio del Foglio, mentre più a sud il tetto di questi depositi grossolani si trova a profondità di alcuni metri. Dopo la loro disattivazione, nelle due ampie bassure si sono sviluppati i sistemi di risorgiva dei fiumi Reghena e Lemene. Nei dintorni di San Vito al Tagliamento (a sud-ovest), in località Boscato, sono stati datati macroresti vegetali contenuti in depositi

limosi, sovrapposti alle ghiaie relative agli alvei abbandonati che poco più a valle interessavano l'incisione ora percorsa dal Reghena. L'età radiocarbonio risultante, pari a  $12.420 \pm 90$  anni BP (Rome-1696), che dovrebbe marcare la disattivazione del sistema di alvei, consentirebbe di documentare che il percorso del Tagliamento in questione è stato attivo tra 15.000 e circa 12.000 anni BP.

Per quanto riguarda la fascia di alvei abbandonati che interessavano la bassura attualmente percorsa dal Lemene, sono stati campionati in tre distinte località depositi limoso-argillosi, contenenti sostanza organica, situati immediatamente sopra a ghiaie riferibili agli alvei *braided* e testimonianti le fasi di disattivazione dei diversi canali fluviali. Il punto di campionamento più a monte, situato presso Savorgnanutto (a sud di San Vito al Tagliamento) ancora all'interno della fascia delle risorgive e posto alla profondità di 1,5 m dal p.c. (19,5 m s.l.m.), ha fornito un'età radiocarbonio di  $3.890 \pm 55$  anni BP (Rome-1693). Il secondo punto di campionamento, presso Versiola (loc. San Pietro) e posto a 2,5 m dal p.c. (10 m s.l.m.), ha fornito un'età radiocarbonio di  $3.305 \pm 80$  anni BP (Rome-1765). Infine il punto di campionamento più meridionale, situato presso Boldara e posto a 5,8 m dal p.c. (0,7 m s.l.m.), ha dato un'età radiocarbonio di  $3.815 \pm 60$  anni BP (Rome-1745). Da tutti questi dati, piuttosto in accordo tra loro, si evince che la disattivazione di quest'ultima direttrice sembra essersi verificata ben più tardi delle precedenti, in pieno Olocene. Osservando le diverse profondità a cui si rinvenivano da monte verso valle le ghiaie degli alvei di quest'ultimo percorso del Tagliamento, si può notare come esse siano quasi subaffioranti poco a sud di San Vito al Tagliamento, mentre si approfondiscono sempre più verso il margine meridionale del Foglio, fatto che testimonia la presenza di una paleovalle incisa nei depositi pleistocenici profonda più di 10 metri.

Nell'area sud-orientale del Foglio gli alvei abbandonati individuati rappresentano invece singoli canali: le caratteristiche meandriformi del Tagliamento in questo settore consentono spesso una loro agevole separazione. Particolarmente ben evidenti sono gli antichi canali dell'area di Alvisopoli (cfr. PROVINCIA DI VENEZIA, 1983; FONTANA, 2004), riconoscibili dalle zone a SW di Morsano fino al paese da cui prendono il nome. Essi presentano una buona continuità, un andamento molto sinuoso e occupano una fascia caratterizzata in superficie da depositi fini organici, incisa rispetto alla pianura pleniglaciale. Gli alvei sono profondi 5÷10 m nelle aree indagate e al loro interno sono presenti depositi ghiaiosi subaffioranti, che nell'arco di pochi km verso a sud si trovano a 3÷5 m di profondità dal piano campagna. Al di sopra delle ghiaie sono spesso riconoscibili facies di disattivazione di meandro con depositi molto organici e torbosi (Fig. 25).

Dal confronto con i dati archeologici, data l'esistenza in superficie della via romana precedentemente citata, che da Concordia andava a Morsano e poi a



Codroipo, risulta che gli alvei erano di epoca pre-romana. Presso località Frattina sono state datate le torbe, presenti a contatto con le ghiaie, che dovrebbero marcare la disattivazione del canale fluviale e che hanno fornito età radiometriche comprese tra  $2.850 \pm 55$  anni BP e  $3.060 \pm 60$  anni BP (Rome-1594) (Fig. 25). Questa informazione consente di documentare il fatto che tra il II e il I millennio a.C. il Tagliamento aveva ancora un corso inciso rispetto alla pianura pleniglaciale.

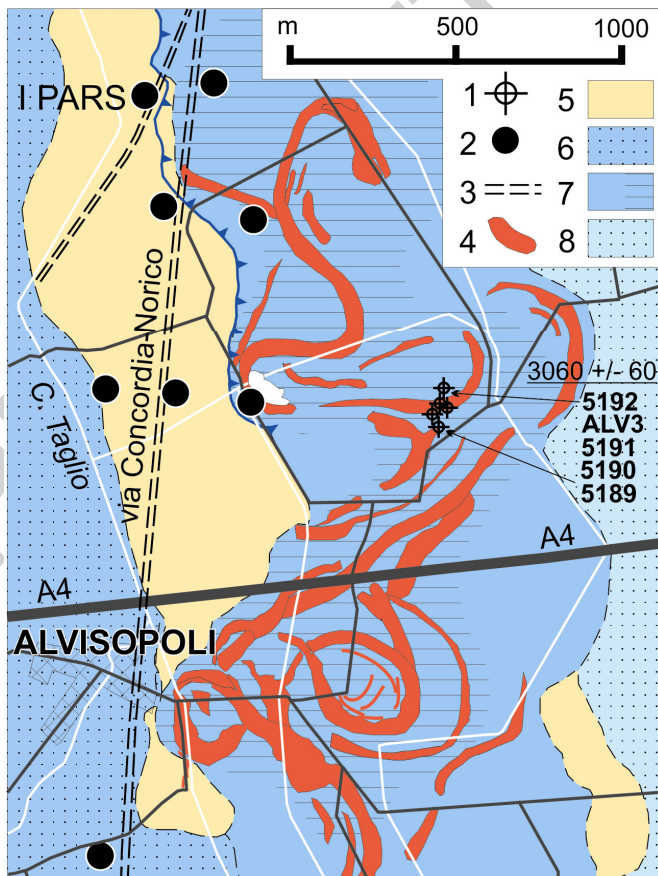


Fig.24 - Pianta dell'area di Alvisopoli (modificato da FONTANA, 2006).

Legenda: 1) sondaggi; 2) siti romani; 3) traccia di strada romana; 4) paleoalvei; 5) piana LGM; 6) depositi del Tiliaventum Maius; 7) paleoalvei di Alvisopoli; 7a) aree depresse; 8) depositi post-romani.

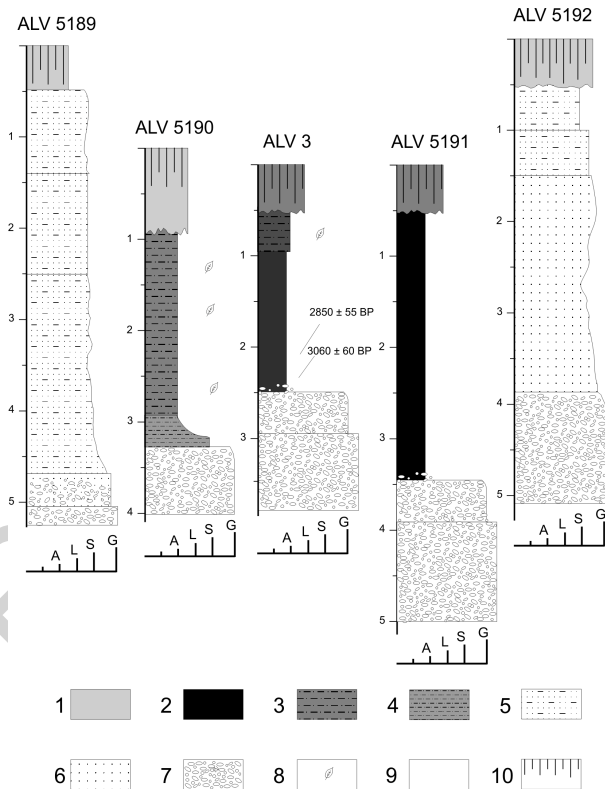


Fig. 25 - Sezione degli alvei abbandonati di Alvisopoli (loc. Le Frattine, a NE di Alvisopoli) (rif. I in Fig. 29 riassuntiva delle ubicazioni).

Legenda: 1) superficie pedogenizzata; 2) torbe; 3) limi argillosi con sostanza organica; 4) limi con sostanza organica; 5) sabbie limose; 6) sabbie; 7) ghiaie; 8) presenza di sczeziature; 9) presenza di frammenti di resti vegetali; 10) strato arativo.

Un altro importante gruppo di alvei abbandonati del Tagliamento è quello presente a partire da Gleris di San Vito al Tagliamento fino all'attuale roggia Lugugnana, fiume di risorgiva che riutilizza a sua volta uno dei canali abbandonati del Tagliamento. Fino a Cordovado le antiche direttrici fluviali hanno caratteri *braided*, mentre più a valle divengono chiaramente meandriformi. Sono caratterizzati dalla presenza di ghiaie e ghiaie sabbiose che affiorano fino a Teglio Veneto, mentre più a sud si approfondiscono e presso il

marginale meridionale del Foglio, dove i paleovalvei sono profondi oltre 10 m, si trovano a circa 2÷3 m dal p.c. In base ai rapporti con i siti d'epoca romana questa fascia di alvei abbandonati corrisponde con il *Tiliaventum Maius* descritto nel I secolo d.C. dallo storico Plinio il Vecchio. Non è nota al momento la data dell'attivazione di questo percorso, ma è importante sottolineare il fatto che a valle di Teglio Veneto esso si trova al centro di un dosso fluviale largo circa 2 km, costituito in superficie da sedimenti sabbioso-limosi e sabbiosi. La disattivazione del *Tiliaventum Maius* sulla base dei resoconti storici e delle evidenze stratigrafiche si è attuata nel corso dell'alto Medioevo, quando per avulsione venne abbandonato in favore della direzione attualmente seguita dal Lemene (già occupata dal Tagliamento fino a circa 3.000 anni BP) e di quella tuttora attiva.

#### 1.1.3.2. - Unità di Torcello (**POI<sub>10</sub>**)

Comprende i depositi alluvionali sedimentati dal Tagliamento a partire dalla fine dell'epoca romana (dal IV-VI secolo d.C.). Data la definizione, il **POI<sub>10</sub>** comprende al suo interno anche l'attuale alveo del fiume.

Nella porzione più settentrionale dell'area rilevata (alta pianura), in destra idrografica del Tagliamento, i depositi del **POI<sub>10</sub>** sono presenti lungo l'antica area di divagazione a oriente di un allineamento che passa per le località di Pozzo Dipinto e Tabina, e in sinistra idrografica su una stretta fascia di territorio adiacente all'argine principale del Tagliamento a ovest di Pannellia e Biauzzo. Verso valle l'unità affiora largamente in destra idrografica tra San Vito al Tagliamento, Gleris e Ramuscello, da dove prosegue, leggermente incassata nelle alluvioni dell'*unità di Malamocco*, fino a Cordovado. Da Gleris l'*unità di Torcello* si estende anche verso Bagnarola e la bassura del F. Lemene.

Tali depositi sono stati distinti da quelli adiacenti, appartenenti al **POI<sub>9</sub>**, e al **POI** indifferenziato, su base morfologica, in quanto questa porzione del sistema postglaciale ha un gradiente con direzione prevalente verso sud, mentre la parte occidentale ha una direzione verso sud-ovest; inoltre dai dati archeologici risulta che diversi siti romani sono presenti solo sulla superficie della parte occidentale del sistema deposizionale olocenico, mentre non ne è stata trovata traccia a oriente dell'allineamento che limita l'unità. Dalla fotointerpretazione e dall'analisi della cartografia storica si può poi osservare come nell'area attribuita a questa unità siano frequenti ed evidenti gli alvei abbandonati, a testimonianza di un'attività del Tagliamento in epoca post-romana (Fig. 26).



Fig. 26 - Il corso del Fiume Tagliamento tra Valvasone e San Vito al Tagliamento rappresentato nella carta Carta Topografica del von Zach del 1798.

Più a valle i sedimenti post-romani sono riconoscibili lungo un allineamento poche centinaia di metri più a oriente della strada che congiunge Morsano al Tagliamento, Saletto e Bando. La differenziazione con il **POI**, è stata effettuata sulla base della fotointerpretazione, dell'analisi del microrilievo topografico e della documentazione cartografico-archivistica. Le immagini telerilevate mostrano infatti numerose ed evidenti tracce di alvei abbandonati, la cui ultima

attivazione è datata tra il XV e XVIII secolo grazie alla precisa rappresentazione dei diversi percorsi riportati nella carta del veneziano Francesco Duodo del 1769 (Fig. 27). Procedendo dal limite occidentale del **POI<sub>10</sub>** verso l'attuale alveo del Tagliamento sono ben evidenti le tracce dei canali attivi nel XV secolo, genericamente coincidenti con la direzione delle Rogge del Molino e di Mezzo; in seguito fino alla metà del XVI secolo il Tagliamento occupò la *channel belt* coincidente con la Roggia Ramon Chiaro. Secondo i documenti raccolti, almeno dal 1596 il fiume alpino per un meccanismo di avulsione si spostò immediatamente a est dell'abitato di S. Paolo di Varmo, che precedentemente si trovava sulla sponda orientale (CASTELLARIN, 1990). Con la grande alluvione del 1696 il Tagliamento migrò ancora più verso oriente lasciando anche l'abitato di Bolzano in destra idrografica e lambendo il paese di Madrisio; con questo spostamento il fiume catturò anche il corso terminale del Torrente Varmo, fiume di risorgiva (CASTELLARIN, 1990). Nei primi decenni del XVIII secolo il Tagliamento occupò definitivamente la sua attuale posizione subendo in seguito solo limitate variazioni.

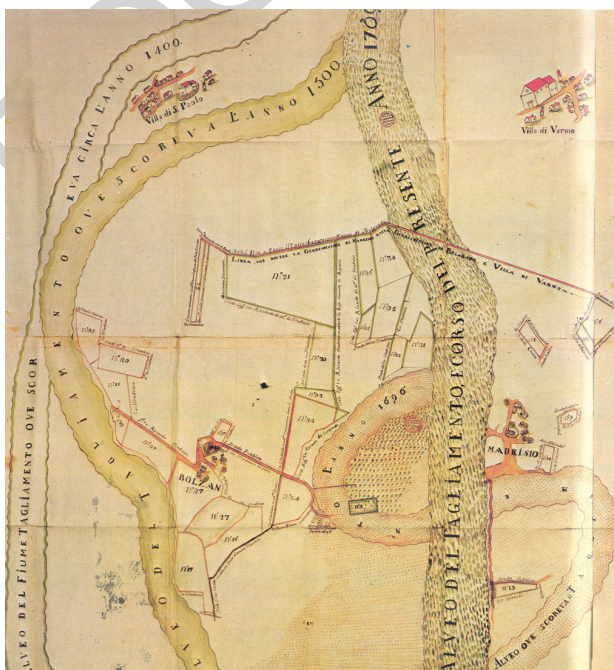


Fig. 27 - Particolare (stralcio) della Carta del veneziano Francesco Duodo del 1769, che rappresenta le variazioni del corso del Tagliamento tra S. Paolo, Varmo, Madrisio e Bolzano.

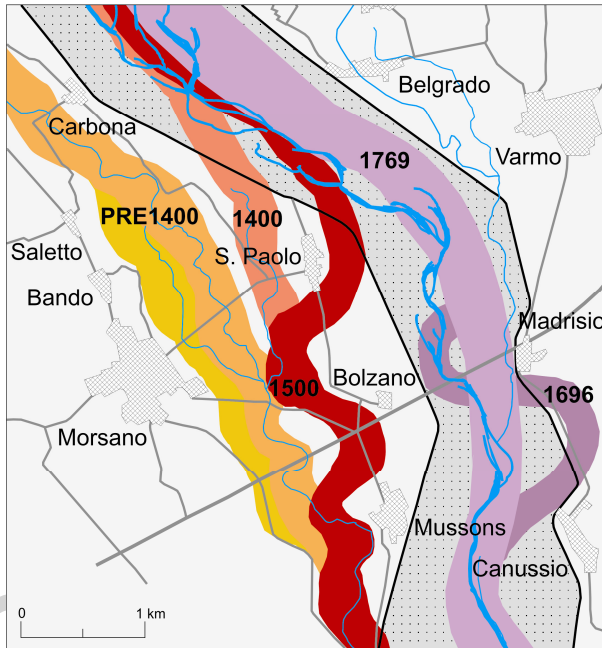


Fig. 28 - Rappresentazione delle differenti direzioni seguite dal Tagliamento tra XIV e XVIII secolo (da FONTANA, 2006). I cambi di direzione avvennero quasi sempre in corrispondenza di grandi piene, fra cui si ricorda quella del 1598 che causò la distruzione dei castelli di Belgrado e Madrisio e portò il Tagliamento nell'alveo che, pur con alcune variazioni, occupa tuttora. Elaborazione dalla carta di F. Duodo del 1796.

A confermare la datazione pre-romana delle aree più occidentali rispetto alla strada che congiunge Morsano, Saletto e Bando, si ricorda la presenza di un sito d'epoca romana presso Bando e della strada del I secolo d.C. precedentemente descritta che giunge a Morsano da Alvisopoli, ben evidente nelle foto aeree, a SW di Morsano (BUORA, 1999).

Sull'attuale sponda orientale la sequenza di variazioni, che portarono il Tagliamento dal suo corso più occidentale del XV secolo a quello attuale, causarono importanti fasi erosive e deposizionali, responsabili di notevoli devastazioni ai centri abitati, come riportato dalle cronache storiche e dalle mappe dell'epoca (CASTELLARIN, 1990). A ulteriore testimonianza della continua attività del fiume, si segnala che durante la costruzione del ponte sul Tagliamento della s.p. 95 "di Madrisio" nel 1960, a circa 5 m di profondità nelle ghiaie del letto, vennero ritrovati i resti del castello di Madrisio distrutto dalla piena del 1596 (GOVER, 1985).

In sinistra idrografica il **POI<sub>10</sub>** è presente solo in lembi limitati posti a ridosso dell'attuale alveo, dove invece affiora con buona continuità il **POI<sub>9</sub>**, come testimoniato da alcuni siti romani e protostorici situati in prossimità dell'attuale argine. L'evoluzione post-romana ha comunque determinato importanti variazioni urbanistiche, comportando la distruzione di alcuni centri abitati con conseguente riedificazione delle case qualche chilometro più a oriente (ad es. Bugnins, Rosa e Biauzzo) o sulla sponda opposta (ad es. Rosa nuova). E' significativo ricordare la situazione del castello di Belgrado di Varmo, la base della cui torre (l'attuale campanile del paese) è stata sepolta da oltre 2 m di ghiaie durante le ripetute piene verificatesi tra XV e XVIII secolo.

Le caratteristiche dei limiti e dei depositi del **POI<sub>10</sub>** sono analoghe a quelle dell'unità di cui fa parte (*sintema del Po*) e a cui si rimanda per la loro descrizione. L'età dell'unità è presumibilmente compresa tra il IV sec. d.C. e l'Attuale.

Nella parte sud-orientale del Foglio e nell'adiacente Foglio "Portogruaro" (BONDESAN *et alii*, in stampa) in numerosi punti è stato riconosciuto un suolo sepolto contenente strutture archeologiche e manufatti d'epoca romana che rappresenta il tetto del **POI<sub>9</sub>**, e su cui si è sedimentato il **POI<sub>10</sub>** (BUORA & FONTANA, 2001; FONTANA, 2004).

Per la cronologia dell'*unità di Torcello* è molto importante anche la direttrice seguita dal Tagliamento tra VI e VIII secolo d.C., che utilizzò la bassura precedentemente formata dallo stesso fiume nelle prime fasi del Postglaciale ed entro cui ora si trova il Fiume Lemene. I sedimenti del Tagliamento, incanalati lungo tale percorso, giunsero fino in laguna attraversando l'area della città romana di Concordia Sagittaria, che seppellirono quasi interamente con le alluvioni. Grazie alle notevoli testimonianze archeologiche presenti nel sito (che ricade nel Foglio "Portogruaro") si è potuto stilare una cronologia molto precisa dell'attività di questa direttrice fluviale (FONTANA, 2004). Nei territori compresi nel Foglio "San Vito al Tagliamento" questo ramo alto-medievale del Tagliamento ha verosimilmente rielaborato parzialmente le ghiaie presenti entro la bassura del Lemene e ha sedimentato soprattutto sabbie e limi-sabbiosi.

## 1.2. - UNITÀ INFORMALI

### 1.2.1. - *unità ubiquitarie* (UIN)

Le UIN non sono differenziate in base al bacino di appartenenza e corrispondono a unità litostratigrafiche. Sono costituite da particolari litofacies

per le quali il processo di formazione è legato dall'evoluzione dei bacini in cui ricadono.

Vengono distinti in questo ambito corpi sedimentari che, pur non essendo necessariamente delimitati da discontinuità di estensione regionale, hanno comunque una loro individualità ben definita.

#### 1.2.1.1. - Depositi alluvionali delle incisioni dei corsi di risorgiva

Questi depositi, originati prevalentemente per ristagno d'acqua in zone di basso morfologico, si trovano essenzialmente in superficie e hanno parzialmente riempito le aree di incisione modellate dai corsi d'acqua di risorgiva durante l'Olocene. Da questi vanno distinti i corsi di risorgiva impostati nelle alluvioni prevalentemente ghiaiose del conoide pleistocenico del Cellina e dei conoidi postglaciali di Cellina e Meduna, dove il gradiente relativamente elevato della superficie topografica e portate non trascurabili delle risorgenze conferiscono una certa energia ai corsi d'acqua.

Nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (F. 39 "Pordenone" e F. 40 "Palmanova"), in cui ricade l'area del Foglio "San Vito al Tagliamento" (COMEL, 1956b; 1958a), questi depositi rientrano nelle "Bassure di risorgiva" del "Postglaciale".

Nell'area orientale del Foglio e nelle bassure del Reghena e del Lemene sono costituiti prevalentemente da ghiaie del Tagliamento frammiste a limi sabbiosi e limi organici con tessitura *matrix-supported*. I clasti, quando presenti, sono arrotondati con dimensioni medie intorno a 1 cm; i limi presentano in genere laminazione. Nelle aree propriamente distali del *megafan* del Tagliamento e nella porzione meridionale della bassura del Reghena l'unità è caratterizzata invece da limi, limi argillosi e argille, spesso ricchi di sostanza organica.

La superficie-limite superiore, che coincide con il *top* deposizionale e spesso è ancora attiva, è caratterizzata da suoli molto organici e idromorfi. Il limite inferiore è assai variabile come tipologia e come profondità e può essere sia erosivo sia in continuità stratigrafica. Lo spessore di questi depositi è pure assai variabile: da meno di 0,5 m fino a 3-5 m.

L'ambiente deposizionale è alluvionale con facies palustri e di piana inondabile, confinate entro zone depresse.

Le notevoli modificazioni indotte dalle operazioni di bonifica agraria condotte nel XX secolo hanno notevolmente rimaneggiato i sedimenti di questa unità rendendo particolarmente difficoltoso il riconoscimento del limite con le altre unità stratigrafiche.



Accumuli superficiali significativi di questi depositi sono stati individuati nel settore nord-orientale del Foglio, a sud di Codroipo, dove coincidono con la bassura occupata dal corso del Fiume Corno, ora rettificato, e dai primi corsi d'acqua che danno vita al sistema del Fiume Stella. In questa zona essi presentano uno spessore variabile tra 0,5 e 1,5 m e si sovrappongono a depositi ghiaioso-sabbiosi appartenenti presumibilmente al **POI**.

Un altro corso di risorgiva che ha formato una bassura, ben delimitabile in molti tratti, è il Fiume Varmo, le cui sorgenti si trovano presso il paese di S. Vidotto (poco a nord di Camino al Tagliamento). I depositi presentano gli stessi caratteri di quelli descritti per la depressione del T. Corno. Di particolare importanza è il tratto compreso tra Gradiscutta e Belgrado di Varmo, dove la depressione del Varmo si unisce a quella formata dall'erosione operata dalla Roggia Belgrado isolando il terrazzo fluviale di Gradiscutta (poco a sud dell'omonimo abitato). Sono presenti scarpate alte fino a 1,5 m e sul terrazzo si trova un sito protostorico del VIII-V sec. a.C. che sfruttò il lieve dislivello per delimitare e proteggere la zona insediativa (Fig. 21).

Altri depositi simili si rinvengono entro le depressioni del Lemene e, in misura assai maggiore, del Reghena, a sud di Marignana, e del Sile, a sud di Praturrone. Questi corsi d'acqua di risorgiva hanno riutilizzato depressioni scavate dal Tagliamento in epoca precedente, rimaneggiando e rielaborando le alluvioni precedentemente deposte, nelle quali hanno inciso il loro letto. I meccanismi che stanno alla base del processo di incisione di queste bassure di risorgiva sono legati all'innalzamento del livello di base del corso d'acqua (sollevamenti eustatici o periodi di piena dei corsi collettori, nel caso in cui il fiume di risorgiva confluiva in un corso d'acqua maggiore) o al suo abbassamento (fasi di regressione marina o periodi di magra dei corsi collettori) (FONTANA *et alii*, 2004). A queste due diverse tendenze corrispondono rispettivamente l'allargamento delle incisioni e il loro approfondimento (COMEL, 1950).

Depositi essenzialmente limoso-argillosi, sempre nel medesimo settore del Foglio, si rinvengono sui fondovalle del Fosso della Luma tra Azzano Decimo e Fagnigola e sull'ampia e meandriforme bassura oggi occupata dallo Scolo Arcon presso Chions.

Sugli ampi settori della bassa pianura caratterizzati da sedimenti limoso-argillosi si è sviluppato un reticolo idrografico di risorgiva minore ben formato, con affluenti spesso disposti a creare un *pattern* dendritico. Tali formazioni non cartografabili, i cui depositi hanno le stesse caratteristiche sopra descritte, occupano depressioni allungate e piuttosto ristrette, riconoscibili tra il F. Reghena e il F. Sile nella parte meridionale del Foglio.

L'età di questi depositi può essere assai variabile a seconda dell'evoluzione temporale che ogni singolo bacino di risorgiva ha seguito; generalmente

rientrano comunque nella fase postglaciale e, come attivazione, sono tutti riferibili all'Olocene.

Si dispone di due datazioni  $^{14}\text{C}$  relative a dei livelli basali di tali depositi: la prima, eseguita su un campione di limo organico prelevato in località Molino della Siega (bassura di risorgiva del T. Corno) ha fornito un'età di  $805 \pm 50$  anni BP (Rome-1596); la seconda è stata eseguita su un campione di torba rinvenuto nella parte basale del riempimento del fondovalle del Fosso della Luna presso C. Sonèga e ha fornito un'età di  $1.755 \pm 55$  anni BP (Rome-660) (PARENTE, 1995).

Il F. Noncello, che affluisce nel Meduna all'altezza di Prata di Pordenone, ha peculiarità alquanto diverse rispetto agli altri corsi di risorgiva visti finora. Il suo corso nasce dal sistema di risorgive presenti all'unghia del conoide pleistocenico del Cellina ed è impostato nella zona di interconoide tra quest'ultimo ed il margine occidentale del *megafan* del Tagliamento. Il fiume scorre incassato entro scarpate che a Pordenone raggiungono un'altezza di una decina di metri; i depositi ad esso riferibili presentano una spiccata variabilità granulometrica, comprendendo anche una discreta quantità di ghiaie provenienti dalla rielaborazione dei depositi più antichi. Secondo COMEL (1956a) il Noncello percorre un alveo che doveva appartenere prima alle correnti fluvio-glaciali "würmiane" del Tagliamento e poi al Meduna, per essere in seguito abbandonato anche da quest'ultimo. A Pordenone in un sondaggio eseguito in loc. Cottonificio Amman, a circa 4 m di profondità dalla superficie del terrazzo in sinistra idrografica del corso d'acqua, è stato rinvenuto un tronco che ha fornito una data radiocarbonio di  $4.870 \pm 55$  anni BP (Rome-1725). A Torre di Pordenone, in una zona di risorgenza, è nota la presenza di strutture romane in corrispondenza del suo alveo (CONTE *et alii*, 1999). Questi elementi indicherebbero che, almeno nell'ultima parte dell'Olocene, il corso d'acqua ha mantenuto un certo equilibrio tra sedimentazione ed erosione.

Il sistema di risorgive compreso tra Castions, la croce del Vinchiaruzzo e Cordenons, è soggetto ad una notevole fluttuazione delle portate. Questo sistema alimenta l'alveo del Meduna e una serie di corsi d'acqua che, nel caso delle sorgenti del Vinchiaruzzo e del Torrente Roial, sono impostati lungo le vie di deflusso che percorreva il Cellina quando scorreva sui Magredi di Cordenons. Questi corsi d'acqua hanno una debole tendenza all'incisione e rimangono depositi prevalentemente ghiaiosi.

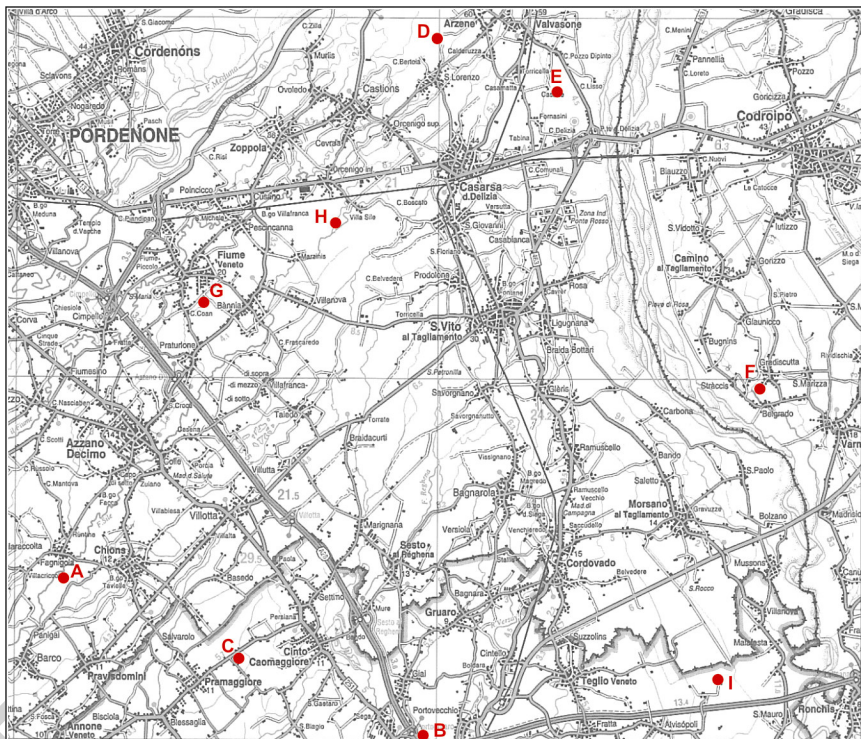


Fig. 29 - Ubicazione delle sezioni stratigrafiche a cui si fa riferimento nel testo.

A: sezione attraverso la bassura del F. Sile presso C. Prosdocimi (Chions); B: sezione dell'alveo catagliale presso Malcanton; C: sezione di C. Mazzalogo (Pramaggiore); D: sezione di Arzene; E: sezione di loc. Casatte (Valvasone); F: sezione di Gradiscutta di Varmo; G: sezione sui depositi tardoglaciali di loc. Palazzine di Sopra (Bannia); H: sezione sui depositi tardoglaciali in loc. Sile (Casarsa della Delizia); I: sezione degli alvei abbandonati presso loc. Le Frattine (Alvisopoli).

PROGETTO  
CARGO

## VIII - IL SONDAGGIO CARG - FVG S5 AZZANO DECIMO

### 1. - UBICAZIONE E METODOLOGIE DI ESECUZIONE DEL SONDAGGIO

(a cura di R. Avigliano)

Scopo del sondaggio CARG-FVG S5 Azzano Decimo è stato quello di ottenere una serie rappresentativa della parte medio-superiore della successione sedimentaria quaternaria presente nel sottosuolo della bassa pianura veneto-friulana, una regione quasi completamente priva di informazioni dirette sul sottosuolo. L'ubicazione del sondaggio è stata decisa dopo che un'analisi dei dati di sottosuolo disponibili, costituita per lo più dalle stratigrafie dei pozzi per acqua, indicava nel sottosuolo di questa zona la prevalenza di depositi a granulometria fine, con intercalati livelli di torbe e intervalli contenenti conchiglie marine. Questi elementi, confrontati con quanto emergeva dalla scarsa letteratura scientifica disponibile sull'argomento (FERUGLIO, 1936; LIPPARINI, 1936; MARTINIS, 1953; MARTINIS, 1957; MASOLI & ZUCCHI, 1968), sembravano confermare la possibilità di campionare una successione sedimentaria non sterile dal punto di vista paleontologico, con una discreta continuità di sedimentazione e che registrasse le principali variazioni del livello marino. Nella scelta del luogo si è tenuto anche conto delle indicazioni ottenute dal personale di alcune ditte della zona specializzate nella perforazione di pozzi artesiani e delle esigenze logistiche che richiedevano le dimensioni del cantiere.

Il sondaggio è stato eseguito tra il 17/02/03 ed il 22/03/03 nel comune di Azzano Decimo (PN), in località Case De Vito, sulla superficie del terrazzo in destra idrografica dell'incisione postglaciale del F. Sile. Questa superficie appartiene a quella del settore occidentale del *megafan* tardo-pleistocenico del Tagliamento che in termini stratigrafici viene attribuita al *subsistema di Canodusso*.

La serie dei terreni è stata carotata su due differenti sondaggi; infatti il sondaggio Azzano X-1 (coord. GB 2339090, 5078583, quota boccapozzo 9,8 m s.l.m.) per inconvenienti tecnici è stato interrotto a - 160 m dal p.c. ed è stato necessario a posizionare un secondo sondaggio (sondaggio Azzano X-2, coord. GB 2339095, 5078575, quota boccapozzo 9,8 m s.l.m.) posto a distanza di circa 10 m in direzione sud-est rispetto al primo (Fig. 30). Il sondaggio Azzano X-2 è stato eseguito a distruzione di nucleo tra 0 e - 155 m dal p.c., mentre è proseguito a carotaggio continuo tra - 155 m e - 262,5 m dal p.c., in modo che vi fosse un intervallo di sovrapposizione di carotaggio con la parte più profonda del primo sondaggio. Nel complesso la percentuale di recupero è stata superiore al 90%.

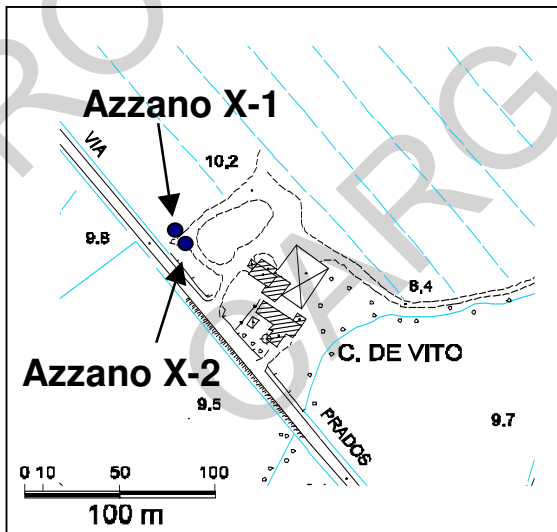


Fig. 30 - Ubicazione dei sondaggi Azzano X-1 e Azzano X-2 sulla CTRN.

Il sondaggio a carotaggio continuo è stato effettuato con sistema *wire line*, ovvero utilizzando una batteria d'aste cave che funge anche da rivestimento del foro ed al cui interno scorre un tubo carotiere di tipo doppio, recuperabile

tramite verricello (Fig. 31), dal quale viene estratta una carota del diametro di 88 mm. Il maggior vantaggio di tale sistema rispetto a quello tradizionale è quello di evitare le operazioni di movimento della batteria d'aste per ogni manovra di carotaggio, che si traduce in un notevole risparmio di tempo e di costi, soprattutto su profondità elevate.



*Fig. 31 - Immagine del cantiere e delle attrezzature utilizzate.*

Una volta estratte, le carote sono state sezionate longitudinalmente, un emicilindro destinato all'archivio è stato fotografato direttamente in cantiere (Fig. 32) e posto in appositi astucci avvolti con pellicola di polietilene; l'emicilindro complementare, destinato ai campionamenti, è stato posto all'interno di cassette catalogatrici.



Fig. 32 - Foto di una sezione della carota con tracce di bioturbazione.

## 2. - I LOG GEOFISICI IN FORO E SULLA CAROTA ESTRATTA

(a cura di R. Avigliano)

### 2.1. - GAMMA NAT LOG

Al termine delle operazioni di carotaggio, nel perforo del sondaggio Azzano X-2 è stato eseguito il *log* della Radiazione Gamma Naturale dei terreni, calando una sonda multiparametrica *Logging tool* “Century” e mantenendo una frequenza di misura di 10 cm. Il *log* dei valori registrati espressi in Unità API - Gamma Ray vs. profondità è riportato nel quadro stratigrafico del sondaggio, a margine della carta geologica.

In generale gli aumenti della radioattività naturale sono correlabili con livelli a composizione prevalentemente argillosa e le diminuzioni con terreni dove la componente argillosa risulta secondaria; picchi significativi del segnale sono spesso registrati in corrispondenza di paleosuoli. Va ricordato che i valori d'emissione gamma registrati non corrispondono ai valori reali del terreno, poiché risentono della presenza dei tubi di rivestimento che causano fenomeni di schermo. Inoltre si possono avere aumenti dell'emissione gamma su piccoli spessori per fluttuazioni statistiche nel conteggio dei colpi.

Nel complesso l'andamento relativo dei valori del *log* è abbastanza coerente con la distribuzione granulometrica dei sedimenti osservato nella carota, a meno di uno scostamento, crescente verso la base del sondaggio, tra la profondità di registrazione del segnale e quella effettiva dei sedimenti che lo determinano. Questo scostamento è particolarmente evidente in corrispondenza dei picchi



positivi del segnale legato ai paleosuoli ed è probabilmente attribuibile a fattori strumentali. I picchi, infatti, sono registrati mediamente ad una profondità maggiore rispetto a quella stratigrafica dei paleosuoli e lo scostamento tende ad aumentare con la profondità, arrivando a circa 3 m verso la base del sondaggio.

Si ritiene che la misura della radioattività naturale dei terreni possa rappresentare un mezzo utile per la correlazione, a breve e medio raggio, dei corpi sedimentari e delle discontinuità presenti nel sottosuolo. Infatti, la possibilità di effettuare tale tipo d'indagine anche in perfori rivestiti, permette potenzialmente di utilizzare altre perforazioni profonde esistenti (essenzialmente pozzi per acqua) per ricostruire la geometria di corpi sedimentari e le superfici significative nel sottosuolo.

## 2.2. - SUSCETTIVITÀ MAGNETICA

In occasione del campionamento per le analisi palinologiche, il gruppo di lavoro del CNR – IDPA di Milano ha effettuato una serie di misure della suscettività magnetica dei sedimenti. Queste sono state acquisite manualmente sulla superficie dell'emicilindro d'archivio della carota, mediamente ad intervalli di 10 cm, con un infittimento delle misure laddove venivano registrate importanti variazioni dei valori. Per le misure è stato utilizzato un suscettivometro Bartington MS2 dotato di sensore puntuale MS2E, che lavora ad una frequenza di 2 kHz; i valori di suscettività magnetica sono riferiti all'unità di volume.

Il diagramma dell'andamento dei valori di suscettività magnetica (in unità SI  $\times 10^{-5}$ ) è riportato nella Fig. 33.

Oltre il 95 % delle misure oscillano tra 0 e  $20 \times 10^{-5}$  unità SI, con una maggior frequenza nelle classi comprese tra  $2 \times 10^{-5}$  e  $10 \times 10^{-5}$ . I valori più elevati (valore massimo:  $239 \times 10^{-5}$  unità SI) sono stati registrati isolatamente, soprattutto in vicinanza di noduli ferromanganesiferi o di pirite sedimentaria.

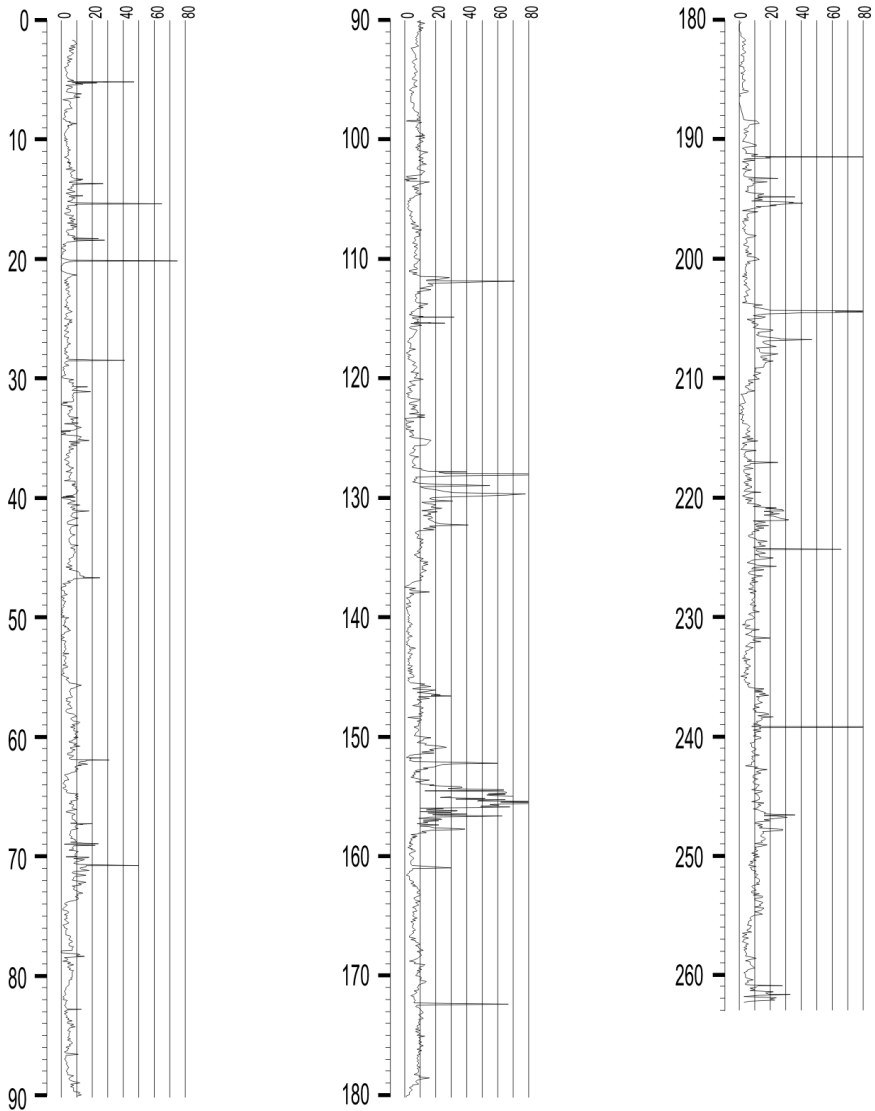


Fig. 33 - Diagramma dei valori di Suscettività Magnetica registrati sulla superficie della carota del sondaggio Azzano Decimo. In ordinata è indicata la profondità dal piano campagna; in ascissa i valori della suscettività magnetica espressi in unità  $SI \times 10^{-5}$ .

### 3. - STUDIO DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA

#### 3.1. - ANALISI PETROGRAFICHE SULLE SABBIE

(a cura di Cristina Stefani)

##### 3.1.1. - *Materiali e metodi*

Sui livelli sabbiosi attraversati dal sondaggio sono state eseguite analisi petrografico-mineralogiche per conoscerne la composizione e quindi verificare se sulla stessa verticale vi fosse stata nel tempo una omogeneità di apporti.

La frazione sabbiosa (0,062-2 mm) di 29 campioni è stata suddivisa in classi granulometriche e la classe 0,125-0,250 mm è stata inglobata artificialmente per ricavare una sezione sottile, su cui sono stati determinati almeno 300 grani dell'ossatura e tra questi almeno 200 frammenti litici. L'analisi modale è stata eseguita con l'utilizzo di un tavolino traslatore ad incrementi costanti di 0,5 mm, seguendo il metodo "Gazzi-Dickinson" (INGERSOLL *et alii*, 1984) oramai ben testato ed accettato dalla comunità scientifica internazionale, per ridurre l'influenza della grana sulla composizione. Per facilitare la distinzione mineralogica della componente carbonatica le sezioni sottili sono state trattate con il Rosso di Alizarina, che permette una veloce distinzione tra i clasti calcitici e quelli dolomitici.

I risultati così ottenuti sono stati confrontati con quelli della letteratura, per la verità assai scarsi, sulla composizione dei principali corsi d'acqua della pianura veneto-friulana nel tentativo di discriminare tra i vari bacini idrografici e sulla tipologia di rocce ivi affioranti (*source rocks*). Durante il Pleistocene medio e superiore, i corsi d'acqua dotati di estesi bacini montani che potenzialmente possono aver influito sulla sedimentazione nel settore in cui è stato eseguito il sondaggio sono il F. Tagliamento, i torrenti Cellina e Meduna (attualmente affluenti del F. Livenza) e, ipoteticamente, il F. Piave.

Le analisi compositive delle sabbie dei principali fiumi che drenano la pianura veneto-friulana sono riportate in GAZZI *et alii* (1973). In questo lavoro risulta che le sabbie del Tagliamento sono caratterizzate da una predominanza di litotipi carbonatici, seguiti da vulcaniti, selci e da piccole percentuali di filladi talora grafitiche. Le analisi effettuate dagli stessi Autori per il Livenza riportano dati molto simili, ma è opportuno precisare che, nella sua configurazione attuale, il corso del Livenza è impostato nella zona di interconoide compresa tra i *megafan* tardo-pleistocenici del Piave, del Tagliamento e del conoide del Cellina. Inoltre il Livenza è per buona parte alimentato da risorgenze carsiche e

risorgive ed il suo bacino montano è praticamente identificabile con quello dei torrenti Cellina e Meduna. Le aree di drenaggio di entrambi questi torrenti sono caratterizzate esclusivamente da affioramenti di rocce sedimentarie, in prevalenza carbonatiche mesozoiche e, in subordine, da areniti e conglomerati cenozoici. L'eventuale presenza di litotipi metamorfici e vulcanici nelle sabbie del Livenza è quindi da imputare a fenomeni di riciclo ai danni delle areniti eoceniche e mioceniche presenti nel bacino del Cellina e del Meduna o dei depositi sciolti tardo-pleistocenici dei corsi d'acqua su cui è impostato il suo corso attuale.

### 3.1.2. – Risultati

Con i dati dell'analisi modale sono stati calcolati i parametri di Tab. 1, poi plottati nei diversi livelli classificativi delle figure 34a, 34c e 35a e 35c. Analoghi diagrammi sono stati ricavati anche per le sabbie dei fiumi Tagliamento, Livenza e Piave (GAZZI *et alii*, 1973; figure. 34b e 34d, 35b e 35d).

La classe di grani più rappresentata è costituita dai frammenti di roccia, in larga prevalenza carbonati policristallini, seguita dalle metamorfite quarzose con evidenti relitti di tessitura clastica e dai frammenti vulcanici, che si presentano spesso alterati e parzialmente ricristallizzati. La selce è presente in discrete percentuali (1-6%). Nei campioni analizzati il quarzo si trova con frequenza molto variabile (dal 2 al 30%) e in prevalenza è dato da grani monocristallini ad estinzione unitaria e subordinatamente da frammenti policristallini a grana grossa. La presenza di cristalli di quarzo in frammenti rocciosi a grana grossa è limitata a pochi grani per campione. I feldspati sono rappresentati sia dai plagioclasti che dal feldspato potassico e generalmente sono molto dispersi raggiungendo al massimo il 3% circa dell'ossatura (Tab. 1). Il contenuto in minerali pesanti e fillosilicati è pressoché nullo, al massimo 1-2 grani per sezione.

Tab. 1: parametri compositivi delle sabbie analizzate. Tutti i campioni analizzati hanno una composizione principale largamente dominata dalla frazione terrigena carbonatica. Ad un primo livello classificativo essi ricadono nel campo delle extra-areniti carbonatiche (sensu ZUFFA, 1980), collocandosi in Fig. 34a a stretto ridosso del vertice CE. Secondo tale classificazione con NCE si intende il totale della frazione terrigena non carbonatica, CE indica la frazione terrigena carbonatica e con CI i clasti carbonatici coevi alla sedimentazione, generalmente rappresentati da gusci di organismi o da intraclasti. Solo i campioni 17, 23 e 25 si differenziano dagli altri per la presenza significativa di una componente bioclastica coeva, pur ricadendo sempre nello stesso campo delle extra-areniti carbonatiche.

n° camp.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
m da pc	4.83	8.48	24.5	37.79	38.54	56.9	79.5	82.34	86.65	117.5	124.54	127.47	142.7	153.44	153.93
NCE	50.2	11.7	27.0	27.9	28.0	23.3	17.0	18.4	24.3	14.2	28.6	34.7	21.4	37.6	33.1
CE	48.5	87.9	73.0	72.1	72.0	76.7	83.0	81.6	74.7	85.8	71.4	65.3	78.6	61.8	66.9
CI	1.3	0.3	-	-	-	-	-	-	1.0	-	-	-	-	0.6	-
Q	27.6	6.1	7.0	8.2	4.1	6.0	3.0	2.0	5.8	5.8	7.0	8.8	7.4	7.9	7.0
F	3.8	0.7	0.7	1.3	0.9	3.7	1.3	1.3	1.7	0.3	2.7	2.0	1.0	3.5	3.0
L	19.0	5.1	18.8	18.5	23.0	13.7	11.8	14.8	15.8	8.1	18.7	23.2	12.8	25.9	22.8
CE	49.7	88.2	73.5	72.1	72.0	76.7	83.8	81.9	76.7	85.8	71.7	66.0	78.9	62.8	67.1
Lv	12.1	0.7	3.6	-	-	3.3	4.2	0.3	4.8	2.4	3.7	4.9	1.5	3.6	3.0
Lm	5.5	0.7	15.3	18.7	23.5	10.0	7.0	11.2	11.5	3.4	13.3	18.1	10.3	18.9	20.5
Ls	82.4	98.6	81.1	81.3	76.5	86.7	88.7	88.4	83.7	94.2	83.0	77.0	88.3	77.6	76.5

n° camp.	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
m da pc	156.63	161.2	188.3	196.97	199.25	202.3	211.33	212.01	217.29	223.2	230.5	233.25	256.99	262.6
NCE	32.3	38.4	5.7	20.1	32.8	32.1	11.3	22.8	34.3	41.6	24.3	44.3	29.0	11.0
CE	67.0	42.8	94.3	79.9	66.9	67.6	88.4	70.3	65.0	50.3	75.4	54.3	69.7	89.0
CI	0.7	18.8	-	-	0.3	0.3	0.3	6.8	0.7	8.1	0.3	1.3	1.3	-
Q	9.6	7.7	1.7	5.7	5.5	6.5	4.2	9.8	8.2	6.3	5.0	7.4	3.4	2.3
F	4.5	2.6	-	1.7	0.7	3.1	1.0	1.2	1.4	2.9	2.0	2.7	2.7	1.0
L	17.8	36.6	4.0	12.7	26.0	21.2	6.1	13.5	24.6	35.7	17.3	34.8	23.3	7.7
CE	68.2	53.2	94.3	79.9	67.8	69.2	88.7	75.5	65.9	55.1	75.7	55.1	70.6	89.0
Lv	6.0	3.3	1.0	2.2	2.2	3.8	1.4	1.8	1.9	10.5	8.2	2.3	1.8	1.4
Lm	11.6	27.0	1.0	10.5	20.8	17.0	2.7	11.0	22.6	23.5	10.4	33.1	21.2	4.2
Ls	82.5	69.7	98.0	87.4	77.0	79.2	95.9	87.2	75.5	66.0	81.4	64.7	77.0	94.5

Nel secondo livello classificativo (Fig. 34c) viene ricalcolata la percentuale di frequenza della sola componente terrigena e tutti i campioni si collocano nel campo delle sabbie litiche. In Fig. 34c Q rappresenta il totale dei grani di quarzo, F il totale dei feldspati ed L i litici a grana fine non carbonatici. L'unico campione che si discosta dagli altri per un relativamente più elevato contenuto di grani di quarzo, è il campione più superficiale, prelevato a circa 4 m di profondità.

Allo scopo di definire meglio la tipologia degli apporti, come già ricordato, sono stati analizzati almeno 200 frammenti litici per campione e questi sono stati suddivisi a seconda della litologia. I risultati sono riportati in Fig. 35a (terzo livello classificativo), ove Lm rappresenta il totale dei litici metamorfici a grana fine, Lv il totale dei litici vulcanici a grana fine e Ls il totale dei litici sedimentari (carbonatici e non carbonatici). Tutti i campioni sono largamente dominati dai frammenti litici sedimentari, in particolare dai frammenti di rocce carbonatiche, per cui possono essere definite sabbie calcititiche. Qui il totale dei campioni si presenta un po' più distribuito rispetto ai diagrammi precedenti, ed anche in questo caso è possibile un confronto con i dati dalla letteratura (Fig. 35b).

Vista la grande abbondanza di frammenti di rocce carbonatiche si è tentata anche un'ulteriore rappresentazione dei risultati analitici (Fig. 35c) in cui sono confrontati gli apporti silicatici (Q + F ed L) e suscettibili anche di un eventuale riciclo, con gli apporti carbonatici (CE). Anche per questa rappresentazione è stato possibile un paragone con i dati dalla letteratura (Fig. 35d). Quattro campioni si discostano in modo sensibile, come già visto per il diagramma dei frammenti litici. Tralasciando il campione 1 di cui si è già discusso, i restanti campioni 17, 25 e 27 sono stati prelevati in corrispondenza di sabbie di ambienti di fronte deltizia che è ipotizzabile abbiano subito l'influenza degli apparati distributori di altri corsi d'acqua limitrofi, in particolare di quello del F. Piave. Questa ipotesi è supportata anche dai risultati delle analisi condotte nel contiguo Foglio "Portogruaro", ove sono stati attribuiti dubitativamente al Piave alcuni livelli sabbiosi caratterizzati da un contenuto in minerali pesanti (epidoti ed inosilicati) discreto e più elevato rispetto a quanto riscontrato nei sedimenti attuali del Tagliamento (GAZZI *et alii*, 1973).

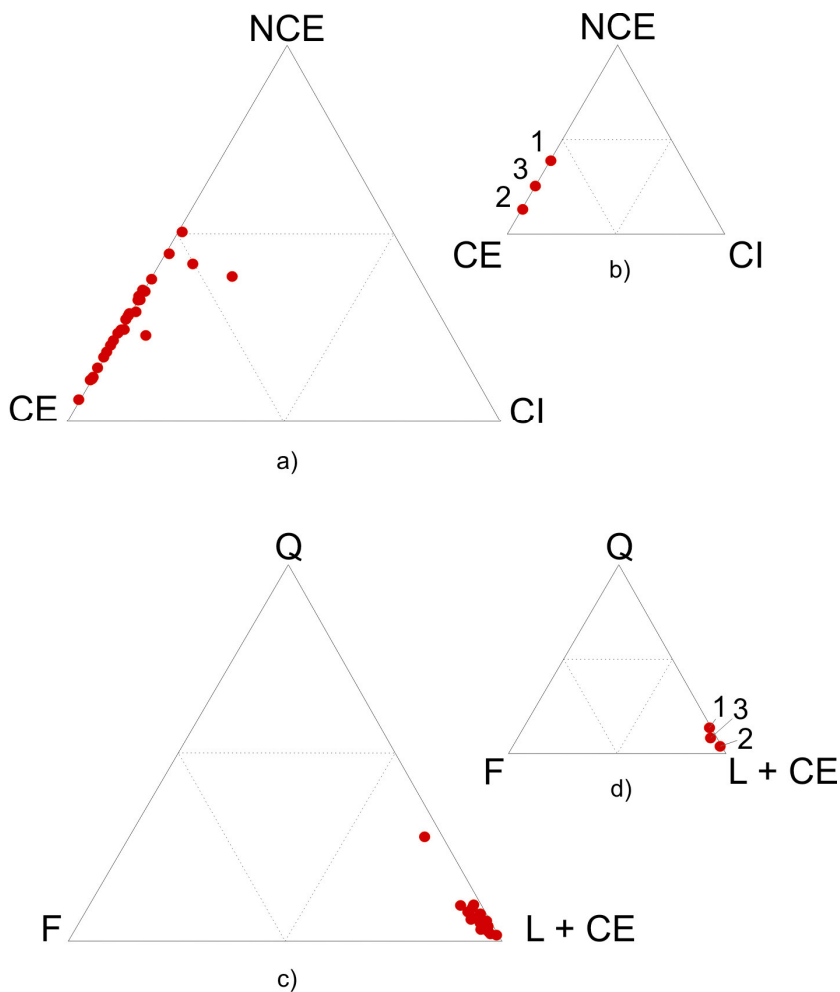


Fig. 34 - a) composizione dello scheletro delle sabbie del sondaggio Azzano Decimo; b) *idem* per i fiumi Tagliamento (1), Livenza (2) e Piave (3) (calcolato da GAZZI et alii, 1973); c) composizione della sola componente terrigena del sondaggio Azzano Decimo; d) *idem* per i fiumi Tagliamento (1), Livenza (2) e Piave (3) (calcolato da GAZZI et alii, 1973). NCE: grani non carbonatici extrabacinali; CE: grani carbonatici extrabacinali; CI: grani carbonatici coevi; Q: quarzo; F: feldspati; L + CE: frammenti litici a grana fine non carbonatici e frammenti di rocce carbonatiche.

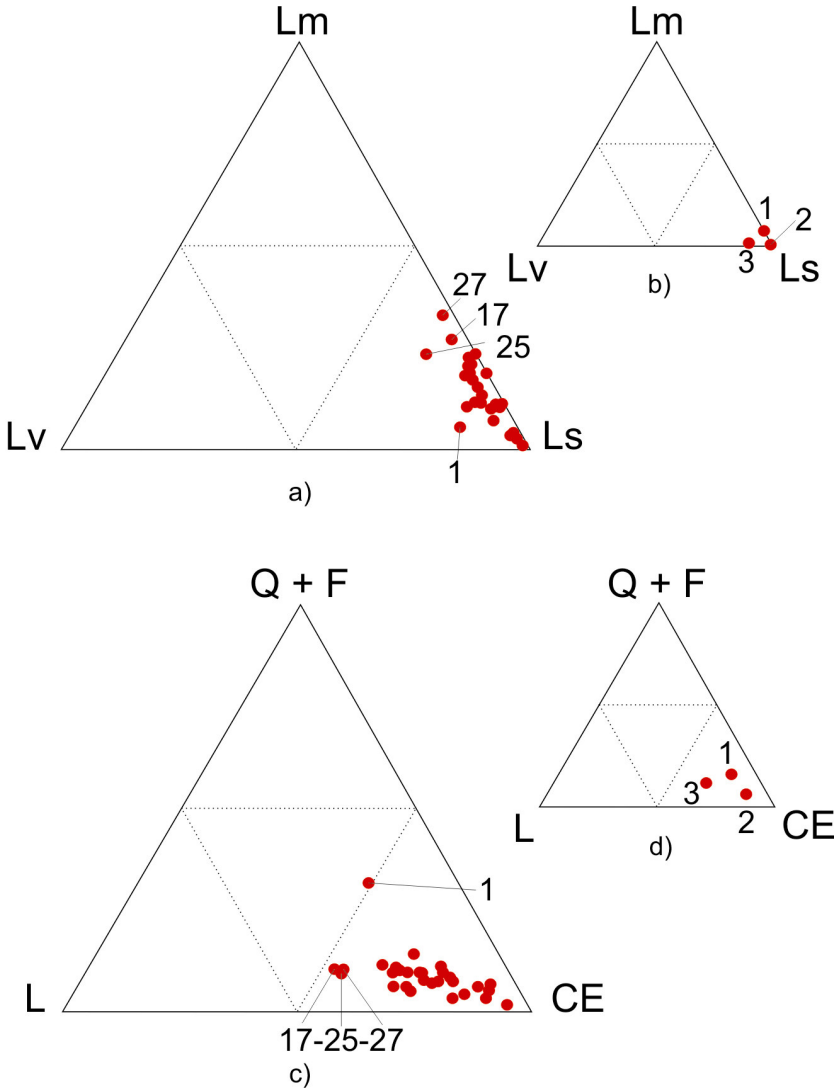


Fig. 35 - a) analisi dei frammenti di roccia nelle sabbie del sondaggio Azzano Decimo; b) idem per i fiumi Tagliamento (1), Livenza (2) e Piave (3) (calcolato da GAZZI et alii, 1973); c) confronto tra la componente silicatica e la componente carbonatica (CE); d) idem per i fiumi Tagliamento (1), Livenza (2) e Piave (3) (calcolato da GAZZI et alii, 1973). Lm: litici metamorfici a grana fine; Lv: litici vulcanici a grana fine; Ls: frammenti di rocce sedimentarie; altri parametri: vedi Fig. 34.



### 3.2. - MICROPALAEONTOLOGIA DEI FORAMINIFERI E DEGLI OSTRACODI

(a cura di A. Asioli (foraminiferi); M. Bertolini e N. Pugliese (ostracodi))

#### 3.2.1. - *Materiali e metodi*

Il materiale esaminato per lo studio delle faune a foraminiferi ed ostracodi proviene da livelli opportunamente scelti in base a cambiamenti litologici e osservazioni di ordine sedimentologico e petrografico. Lo studio ha portato a risultati di carattere tassonomico e paleoambientale.

Per quanto concerne i foraminiferi, sono stati analizzati 123 campioni di sedimento. I campioni, previa misurazione del loro volume, sono stati lavati attraverso un setaccio di maglia 0.045 mm e conservati in una soluzione 50% di etanolo e 50% di acqua. Sono stati quindi studiati ad umido con un microscopio stereoscopico. Lo studio è consistito nella determinazione a livello specifico delle forme di foraminiferi e tecamebe incontrate e la loro abbondanza è stata espressa in forma semiquantitativa.

Nel caso degli ostracodi sono stati analizzati 82 campioni di sedimento che sono stati lavati attraverso setacci di 0,063 mm. L'interpretazione paleoambientale è stata basata sull'identificazione delle forme autoctone e, in subordine, sulla presenza di quelle alloctone. L'autoctonia è stata assegnata a specie: a) rappresentate contemporaneamente nel campione da individui adulti e dalle corrispettive mute giovanili, b) presenti con soli individui adulti, purché ben conservati. Le specie rappresentate esclusivamente da valve di mute giovanili o di adulti mal conservati sono state ritenute alloctone. La presenza degli ostracodi è espressa in forma semiquantitativa

#### 3.2.2. - *Generalità e modelli di riferimento*

La gran parte delle specie di foraminiferi ed ostracodi ora viventi nell'area mediterranea è presente fin dal Pliocene. Ciò rende più facile interpretare i paleoambienti registrati dai depositi quaternari attraversati da sondaggi quali, ad esempio, quello di Azzano Decimo.

##### 3.2.2.1. - Foraminiferi

I foraminiferi vivono nella colonna d'acqua (quelli planctonici) oppure nei sedimenti del fondo marino (quelli bentonici) e sono molto abbondanti sia nel record fossile sia negli ambienti attuali.

I più diffusi modelli di habitat per i foraminiferi planctonici prevedono, in via generale, una distribuzione latitudinale in province in relazione alla temperatura delle masse d'acqua (provincia polare, subpolare, transizionale, subtropicale e tropicale), nonché una distribuzione verticale all'interno della colonna d'acqua (forme di acque superficiali, intermedie e profonde), in conseguenza a variazioni di temperatura, ossigeno disciolto, disponibilità di cibo, presenza di mescolamento delle acque durante l'inverno e livello trofico (HEMLEBEN *et alii*, 1989).

I foraminiferi bentonici sono presenti in tutti gli ambienti marini, da quello supratidale a quello abissale, e possono vivere sia all'interfaccia acqua-sedimento (epifauna), o all'interno del sedimento fino ad alcuni centimetri di profondità (infauna superficiale, intermedia e profonda), in cui i valori di parametri quali contenuto in ossigeno, quantità e qualità di cibo possono essere notevolmente differenti rispetto a quelli all'interfaccia acqua-sedimento. La distribuzione verticale nel sedimento di una particolare specie non è necessariamente la stessa sempre e ovunque, ma può variare in risposta a variazioni dell'ambiente in un determinato sito. Studi recenti hanno indicato, tra i fattori più determinanti per la distribuzione dei foraminiferi bentonici nel sedimento, il contenuto in ossigeno e l'ammontare di sostanza organica nelle acque di fondo e nel sedimento (per esempio il modello TROX di JORISSEN *et alii*, 1995 che combina il microhabitat dei foraminiferi – infaunale profondo, infaunale intermedio, infaunale superficiale, epifaunale – con questi principali parametri).

Negli ambienti attuali di piattaforma siliciclastica sono presenti diversi tipi associazioni a foraminiferi bentonici: da quelle caratteristiche di palude alta (*marsh*), importanti come indicatrici delle variazioni del livello marino (SCOTT & MEDIOLI, 1978; 1980) e dominate da specie agglutinanti e ialine, a quelle di laguna, di piattaforma interna e piattaforma esterna-scarpata alta. In quest'ultima area i foraminiferi planctonici sono presenti, mentre in piattaforma interna, nonché in laguna e palude, sono assenti o estremamente rari.

Sulla base di questi modelli di distribuzione vengono quindi interpretate dal punto di vista del paleoambiente le sequenze sedimentarie del passato, con vari tipi di applicazione, tra cui quello paleoclimatico (per esempio distinzione di intervalli glaciali ed interglaciali), paleoceanografico (caratteristiche delle masse d'acqua), o paleobatimetrico.

Nel sondaggio Azzano Decimo sono stati trovati praticamente solo foraminiferi bentonici riconducibili ad ambienti di piattaforma. E' importante, per l'interpretazione dei risultati dei foraminiferi, soffermare l'attenzione su un tipo di ambiente presente tra la piattaforma interna e quella esterna in piattaforme di tipo siliciclastico e caratterizzate da apporti fluviali. In questo ambiente l'azione combinata dell'apporto fluviale e delle correnti si traduce

nella deposizione di sedimenti molto fini e ricchi in sostanza organica. Questi sedimenti fini (che costituiscono la cosiddetta “fascia dei limi”) sono generalmente disposti più o meno parallelamente alla costa. Dal punto di vista batimetrico la fascia dei limi si trova, in media, dai 20 ai 40-50 metri, ma può spingersi più verso costa come spingersi anche a profondità di 60-70 metri in Adriatico, in dipendenza dalla direzione della corrente, dalla topografia del fondo e dall’apporto sedimentario. E’ importante notare che l’apporto fluviale può indurre a condizioni disossiche o anossiche anche a distanze notevoli dalla sorgente di acqua dolce. Questo particolare tipo di ambiente influenza notevolmente il tipo di associazioni a foraminiferi bentonici promuovendo lo sviluppo di specie opportunistiche. VAN DER ZWAAN & JORISSEN (1991) hanno sviluppato un modello, adottato per l’interpretazione dei risultati del sondaggio Azzano Decimo, che spiega le variazioni stagionali osservate nel microhabitat dei foraminiferi bentonici sulla base dei due seguenti assunti: 1) la profondità nel sedimento del livello critico di ossigeno controlla sia la presenza sia il tipo di associazione e 2) alcune specie bentoniche sono esclusivamente epifaunali, mentre altre conducono vita infaunale durante i periodi con buona ossigenazione dell’acqua di fondo (per esempio in inverno) e si spostano in posizione epifaunale durante i periodi di bassa ossigenazione nelle acque di fondo (in particolare fine estate ed autunno) (Fig. 36).

Il profilo inizia a sinistra da associazioni di acqua dolce, costituite da tecamebe, e termina, a destra, con l’associazione di piattaforma esterna, passando attraverso associazioni di palude, laguna, piattaforma interna e media. L’associazione di piattaforma interna (*Ammonia-Elphidium*) occupa l’area costiera (in media fino ai 10 metri di profondità), mentre *C. laevigata* domina la zona più distale, meno direttamente influenzata dallo scarico fluviale. In piattaforma media, nei corpi clinoforni fangosi durante l’inverno, la successione verticale dei foraminiferi comprende l’epifauna (*N. turgida* e *V. complanata*, che occupa le acque più profonde) e l’infauna (*Textularia*, *B. marginata* forma *aculeata* e *B. marginata* forma *denudata*) (finestra C). Quando durante l’estate il livello critico di ossigeno inizia a salire verso l’interfaccia acqua-sedimento, l’infauna è costretta a migrare verso il microhabitat epifaunale (finestra D), mentre durante la tarda estate/autunno, quando la concentrazione di ossigeno raggiunge il minimo, la parte centrale della fascia dei limi può essere priva di vita bentonica (finestra E). In questo caso la successione dei microhabitat è più compressa verso le zone più esterne. Comunque, il passaggio da un’associazione all’altra non è netto, ma graduale, pertanto i limiti batimetrici finora citati sono da considerarsi puramente indicativi.

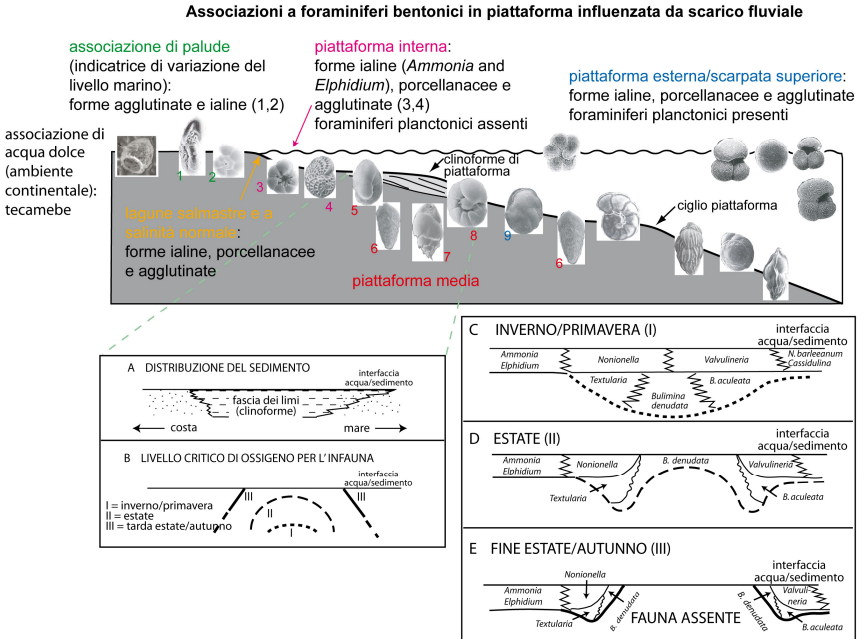


Fig. 36 - Modello di microhabitat durante i vari stadi di carenza di ossigeno (modificato da VAN DER ZWAAN & JORISSEN, 1991 e CATTANEO et alii, 2004) in una sezione attraverso la piattaforma adriatica, dalla sabbia costiera (delta-front e prodelta "meno profondo"), in puntinato, ai corpi clinoformi fangosi di piattaforma (prodelta). Foraminiferi bentonici: 1. *Trochammina macrescens*, 2. *Trochammina inflata*, 3. *Ammonia beccarii*, 4. *Elphidium* gr. *crispum*, 5. *Nonionella turgida*, 6. *Brizalina spatulata*, 7. *Bulimina* gr. *marginata*, 8. *Valvulineria complanata*, 9. *Cassidulina laevigata carinata*.

### 3.2.2.2. - Ostracodi

La gran parte delle specie di ostracodi è bentonica e vive in una vasta gamma di ambienti che vanno dal dominio continentale a quello marino profondo. In base alla letteratura citata, gli ostracodi determinati nel sondaggio Azzano Decimo sono stati riuniti nei 6 gruppi riportati in Tab. 2, ognuno dei quali indicativo di un ben definito ambiente inquadrato tra il dominio continentale e quello marino. Per quanto concerne quest'ultimo, la terminologia adottata fa riferimento a PÉRÈS & PICARD (1964) e MONTENEGRO *et alii* (1998). In particolare, sono stati considerati i piani infralitorali e circalitorali (interno, medio ed esterno). Il limite tra i due è posto convenzionalmente tra le isobate

50-60 m. I limiti tra il circolitorale interno-medio e medio-esterno sono posti, rispettivamente, tra le isobate 90-100 e 125-150 m.

Tab. 2 - Gruppi di ostracodi determinati nel sondaggio Azzano Decimo con indicati le associazioni e gli ambienti di riferimento.

Gruppo	Ambiente	Associazione a ostracodi
1	acqua dolce	<i>Candona angolata</i> , <i>Candona neglecta</i> , <i>Candona</i> sp., <i>Candonopsis</i> sp., <i>Cyclocypris ovum</i> , <i>Cypridopsis vidua</i> , <i>Eucypris zenzeri</i> , <i>Herpetocypris reptans</i> , <i>Ilyocypris gibba</i> , <i>Pseudocandona sarsi</i> .
2	paralico (raramente marino-costieri in vicinanza di forti apporti dulcicoli)	<i>Cyprideis torosa</i> , <i>Loxoconcha elliptica</i> , <i>Loxoconcha stellifera</i> .
3	paralici e/o infralitorali in vicinanza di forti apporti dulcicoli	<i>Cytherois fisheri</i> , <i>Cytherois</i> sp., <i>Xestoleberis aurantia</i> .
4	infralitorali (a volte paralici; a volte circolitorali, se i fondali sono ricchi di detrito vegetale)	<i>Leptocythere bacescoi</i> , <i>Basslerites berchoni</i> , <i>Xestoleberis communis</i> , <i>Xestoleberis dispar</i> .
5	infralitorali	<i>Callistocythere intricatoides</i> , <i>Cytheretta adriatica</i> , <i>Cytheretta subradiosa</i> , <i>Cytheretta</i> sp., <i>Loxoconcha rubritincta</i> , <i>Neocythereideis fasciata</i> , <i>Pontocythere turbida</i> , <i>Semicytherura incongruens</i> , <i>Semicytherura solcata</i> .
6	infralitorali-circolitorali interni	<i>Aurila speyeri</i> , <i>Aurila</i> sp., <i>Carinocythereis antiquata</i> , <i>Carinocythereis bardi</i> , <i>Cistacythereis turbida</i> , <i>Costa edwardsii</i> , <i>Cytheridea neapolitana</i> , <i>Leptocythere multipunctata</i> , <i>Leptocythere ramosa</i> , <i>Loxoconcha oculata</i> , <i>Loxoconcha</i> sp., <i>Palmoconcha turbida</i> , <i>Pterygocythereis jonesi</i>

### 3.2.3. - Risultati

Vengono qui esposti i risultati ottenuti dallo studio delle microfaune a foraminiferi ed ostracodi. Si noti che per gli intervalli in cui gli ostracodi e/o i foraminiferi sono risultati rari l'interpretazione dell'ambiente nelle rispettive curve di sintesi di Fig. 1 FT è contrassegnata con una linea tratteggiata.

#### 3.2.3.1. - Foraminiferi

I dati ottenuti mostrano una sequenza di ambienti dal continentale alla piattaforma media (zona riconducibile alla fascia dei limi più esterna). In Fig. 1 FT sono sintetizzati i risultati. In alcuni casi l'ambiente non era facilmente identificabile per via dell'estrema rarità dei foraminiferi. Questi intervalli sono

segnalati nella curva in Fig. 1 FT in tratteggio. Per una più sicura interpretazione di questi intervalli è necessaria quindi l'integrazione con altri dati micro- e macro-paleontologici e sedimentologici.

Si possono riconoscere comunque diverse oscillazioni batimetriche rappresentate da sequenze regressive tipo fascia dei limi più esterna-lagunare/continentale (254,7 – 231,1 m, 178,5 – 159,73 m) oppure da sequenze limitate alla fascia dei limi più interna al continentale (oscillazioni tra 119,9 e 78,32 m). Le associazioni di laguna trovate non sono numerose (211,00 – 211,10 m, 234,43 – 234,46 m) e sono dominate da *Ammonia beccarii tepida* e *Protelphidium anglicum*. Non sono mai state rinvenute associazione di palude (*marsh*) conservata. Sono state invece rinvenute, seppur raramente, degli individui di tecamebe, in particolare la specie tipica di acque dolci ed eutrofiche *Cucurbitella tricuspis*.

Come già accennato, risultano praticamente assenti i foraminiferi planctonici. L'unica forma rinvenuta in particolari intervalli è *Globigerina quinqueloba*, piccola forma di acque superficiali indicativa di acque produttive. Questa forma è presente (anche non rara) praticamente solo in corrispondenza degli intervalli relativamente più profondi individuati, ossia 245 – 236 m e 173 - 175 m.

Verso la base del sondaggio, l'intervallo compreso tra circa 255 e 244 m è caratterizzato da un'associazione a foraminiferi riferibile alla piattaforma media, in ambiente di fascia dei limi più esterna. Tuttavia, dal punto di vista litologico, nella parte superiore dell'intervallo, tra 248 e 244 m, la frazione siltosa diventa relativamente più abbondante. Questa leggera variazione litologica potrebbe significare il passaggio ad un ambiente che, pur restando all'interno della fascia dei limi, diventa più prossimale alla linea di costa.

Sebbene i foraminiferi trovati nei vari residui si presentassero in generale in buono o ottimo stato di conservazione, durante l'esame dei residui è stata comunque prestata attenzione alla presenza di "organic linings" di foraminiferi (ossia la parte organica più interna dei gusci dei foraminiferi), quali possibili indicatori di acque carbonato-aggressive. Gli "organic linings" sono stati ritrovati, rarissimi, in un solo livello (m 175) all'interno di un'associazione ricca in foraminiferi calcarei di ambiente di fascia dei limi più esterna, ambiente che come descritto sopra è caratterizzato da accumuli in sostanza organica. La loro rara presenza potrebbe essere addebitata a fenomeni di dissoluzione a scala di microhabitat.

### 3.2.3.2. – Ostracodi

I dati ottenuti mostrano una sequenza di ambienti dal continentale al circalitorale interno, riconducibile quest'ultimo alla piattaforma media. In Fig. 1 FT sono sintetizzati i risultati. Dai termini più antichi a quelli più recenti si osserva quanto segue.

I depositi basali sono privi di ostracodi, mentre tra 254,70 e 239,04 m sono presenti forme esclusive del gruppo 6. Tra queste le più comuni sono *Loxoconcha ovulata*, *Cistacythereis turbida*, *Cytheridea neapolitana* e *Pterygocythereis jonesi*, a testimonianza di un ambiente ritenuto genericamente infralitorale-circalitorale.

Nel lungo intervallo compreso tra 236,00 e 129,66 m, prevalgono le forme dei gruppi 6 e, in subordine, 5; queste ultime sono più frequenti nella parte alta dell'intervallo. Rarissime sono le forme del gruppo 4 (*Xestoleberis aurantia*), per lo più alloctone. Le forme più comuni del gruppo 6 sono *Loxoconcha ovulata*, *Cistacythereis turbida*, *Cytheridea neapolitana* e *Pterygocythereis jonesi*. Le specie del gruppo 5 meglio rappresentate sono *Pontocythere turbida*, *Callistocythere intricatoides* e *Loxoconcha rubritincta*. Queste associazioni testimoniano un ambiente infralitorale. Nello stesso intervallo diversi livelli analizzati risultano privi di ostracodi, in particolare tra 199,10 e 185,30 m e tra 165,39 e 141,54 m, mentre nel livello 216,10 - 216,05 m si rivengono rare specie paraliche del gruppo 2 (*Loxoconcha elliptica* e *Cyprideis torosa*) assieme a sporadiche forme dulcicole alloctone. Nel complesso gli ambienti riconosciuti in quest'intervallo variano da infralitorale a continentale, con un episodio paralico a 216,05 - 216,10 m.

Nei livelli compresi tra 128,16 e 125,62 m non sono stati rinvenuti ostracodi, mentre tra 123,37 e 122,31 gli ostracodi sono rari e diffusi per lo più nel livello inferiore. L'ostracofauna in questo caso è caratterizzata da specie dulcicole (*Candona angulata* e *Ilyocypris gibba*) del gruppo 1 di ambiente continentale d'acqua dolce.

Nei campioni analizzati tra 122,31 e 96,90 m è presente un'ostracofauna solo nei livelli 119,12 - 119,21 e 107,85 - 107,84 m. Nel primo livello (119,12 - 119,21 m) sono presenti specie dei gruppi 4 (*Basslerites berchoni* e *Leptocythere bacescoi*) e 6 (*Loxoconcha ovulata*), che definiscono un ambiente infralitorale. Nel secondo livello (107,85 - 107,84 m) gli ostracodi sono rappresentati da specie dei gruppi 3 (*Cytherois fisheri*), 4 (*Leptocythere bacescoi*) e 6 (*Leptocythere ramosa*), che anche in questo caso testimoniano un ambiente infralitorale.

Un ambiente compreso tra l'infralitorale e il circalitorale interno, è testimoniato dall'ostracofauna contenuta nei livelli tra 94,43 e 93,61 m. In questo caso l'ostracofauna è costituita da specie del gruppo 6 (*Loxoconcha*

*ovulata*, *Carinocythereis bairdi*, *Cistacythereis turbida* e *Cytheridea neapolitana*).

Le ultime influenze marine sono state individuate nei campioni compresi tra 85,62 e 84,50 m dove l'ostracofauna è rappresentata da specie di *Loxoconcha stellifera* (gruppo 2), talora presente anche in ambienti costieri poco profondi interessati da influenza dulcicola, associata a *Leptocythere bacescoi* (gruppo 6). Quest'ultima specie è in grado di vivere anche in ambienti lagunari (MONTENEGRO & PUGLIESE, 1996). L'ambiente interpretato è paralico o marino costiero (infralitorale) fortemente influenzato da apporti d'acqua dolce.

Da 83,78 m fino al tetto del sondaggio l'ostracofauna è assente o sporadicamente rappresentata solo da specie dulcicole (*Cyclocypris ovum*, *Candona* spp., *Cypridopsis vidua*, *Eucypris zenkeri*) di ambiente continentale. Si tenga presente che i campioni provenienti dagli intervalli di profondità 83,78 - 66,42 m, 58,28 - 38,95 m; 18,40 - 15,30 m sono risultati privi di ostracodi.

### 3.2.4. - Conclusioni

Il segnale paleoambientale registrato dall'integrazione delle informazioni ottenute dalle microfaune ad ostracodi e foraminiferi (principalmente bentonici) mostra una buona coerenza di paleoambienti ed individua diverse oscillazioni paleobatimetriche lungo il sondaggio (curve di sintesi in Fig. 1 FT). In particolare l'associazione ad ostracodi è risultata particolarmente efficace nella definizione di ambienti lagunari/paralici, quando l'associazione a foraminiferi era povera o assente, e soprattutto di ambienti continentali di acqua dolce. Nell'ambiente marino le associazioni a foraminiferi hanno permesso invece, grazie all'esistenza di modelli di riferimento, che prevedono una zonazione di ambienti di piattaforma relativamente dettagliata, una maggiore risoluzione nella variazione degli ambienti.

## 3.3. – INDAGINE PALINOSTRATIGRAFICA

(a cura di Roberta Pini, Marta Donegana, Cesare Ravazzi)

### 3.3.1. - Materiali e metodi

Circa 300 campioni di sedimento sono stati prelevati dalla carota di Azzano Decimo per lo studio pollinico nel giugno 2003. Questo campionamento è stato seguito da successivi prelievi, per un totale di circa 500 campioni. I campioni di sedimento sono stati preparati presso il Laboratorio di Palinologia e



Paleoecologia del C.N.R. – IDPA di Milano. Per la preparazione è stata applicata una procedura standard, che prevede una serie di successivi attacchi chimici finalizzata alla rimozione della componente minerale e alla riduzione di quella organica non pollinica. Tutti gli attacchi (HCl 10%, KOH 10%, HF 40%, HCl 10%) sono eseguiti a bagnomaria e sotto cappa aspirante. La preparazione si conclude con l'acetolisi.

La quantità di materiale preparato a partire da ciascun campione varia in funzione della presunta concentrazione pollinica (1 – 2 g in caso di torbe, gytija o argille organiche; fino a 5 – 10 g in caso di sedimenti poco organici). I campioni, conservati in glicerina, sono stati studiati al microscopio ottico a x400, x630 e x1000. L'identificazione si è avvalsa dell'uso di chiavi dicotomiche (MOORE *et alii*, 1991; BEUG, 2004), di atlanti fotografici (PUNT & BLACKMORE, 1976 – 2004; REILLE, 1992 – 1995) e della collezione di confronto allestita presso il Laboratorio di Palinologia e Paleoecologia del C.N.R. – IDPA. La nomenclatura dei tipi pollinici è conforme a quella proposta da ALPADABA (Alpine Palynological Database, IPS – Università di Berna), quella dei microfossili vegetali ai criteri di VAN GEEL (1978), quella degli stomi segue TRAUTMANN (1953). Oltre ai palinomorfi, lo studio al microscopio ha permesso di stimare la concentrazione delle microparticelle di carbone contenute nel sedimento. Per questo motivo non sono stati usati liquidi pesanti per la preparazione di laboratorio: infatti la separazione per densità da essi operata determina la rimozione non solo dell'eccessiva frazione minerale, ma anche delle microparticelle di carbone.

Per ciascun campione sono stati identificati almeno 400 granuli, escluse le entità che maggiormente risentono delle variazioni degli ambienti locali (Cyperaceae, piante acquatiche e palustri). Non è stato possibile raggiungere tale soglia nel caso di depositi con concentrazione pollinica molto bassa, che rappresentano il 15-20% dei campioni studiati. La percentuale pollinica di ciascun taxon è stata calcolata a partire da una somma pollinica che comprende alberi, arbusti e piante erbacee di ambiente terrestre. *Alnus*, Gramineae, Cichorioideae, piante acquatiche e palustri, spore di pteridofite, alghe, microfossili e palinomorfi rimaneggiati sono esclusi dalla somma pollinica utilizzata per il calcolo dei valori percentuali. I palinomorfi rimaneggiati sono stati distinti in base ai seguenti criteri morfologici e stratigrafici:

- stato di compressione dei granuli e, in particolare, coalescenza delle pareti interne adiacenti per effetto della fossilizzazione dopo la compressione;
- confronto sullo stato di abrasione della superficie esterna della parete osservata a x 1000 (ad es. rughe e microspinule);
- stato di maturazione dell'esina (colore) su materiale non acetolizzato, che consente di distinguere granuli di età pre-pleistocenica;

- covariazione tra le curve di microfossili marini certamente rimaneggiati, polline appartenente a entità ritenute estinte (quindi rimaneggiato), e polline ritenuto rimaneggiato in depositi continentali.

### 3.3.2. – *Il diagramma pollinico*

Il diagramma pollinico, composto da circa 330 campioni, è stato disegnato con il programma Tilia 1.11 (GRIMM, 1992) e successivamente importato in Corel Draw per ulteriori elaborazioni grafiche (Fig. 2 FT). Sull'asse delle ordinate è indicata la profondità in metri dei campioni, sull'asse delle ascisse è invece espressa l'abbondanza dei tipi pollinici, indicata in valori percentuali rispetto alla somma pollinica.

Nel diagramma pollinico di Fig. 2 FT sono rappresentate le seguenti categorie di palinomorfi:

- *Pinus sylvestris/mugo*
- **Pinus Haploxylon type** (tipo pollinico in gran parte riferibile a *Pinus cembra*)
- **“Querceto misto”**: angiosperme legnose di ambiente temperato caldo (specie caducifoglie del genere *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*)
- **Abies + Fagus + Carpinus betulus**: angiosperme legnose e conifere di ambiente temperato oceanico
- **xerofite**: arbusti, camefite ed erbe di vegetazioni di steppa e di altri ambienti aridi (*Artemisia*, Chenopodiaceae, *Hippophaë*, *Helianthemum*, Ephedraceae)
- **erbacee terrestri**: comprendono la somma delle piante erbacee non annoverate né tra le xerofite, né tra le Gramineae
- **acquatiche e palustri**: piante liberamente galleggianti in acqua e piante radicate al fondo in ambienti con ristagno d'acqua.

Nel diagramma pollinico non sono rappresentati i seguenti gruppi, oggetto di studio palinologico:

- **microfossili di ambiente marino e transizionale** (cisti di Dinoflagellati e resti tectinici di Foraminiferi)
- **alghe d'acqua dolce**: 7 tipi
- **extrafossili** (sec. VAN GEEL, 1978): 32 tipi

### 3.3.3. - *Suddivisione palinostratigrafica e caratteri paleoambientali*

Le zone polliniche in uso nel Quaternario sono intervalli stratigrafici distinti per caratteri omogenei nei rapporti quantitativi tra tipi pollinici utili a suddividere in porzioni omogenee la successione sedimentaria ed a indirizzare

la ricostruzione paleoambientale. Le zone polliniche quaternarie così definite sono omologabili a biozone di abbondanza secondo la definizione contenuta nel Codice Internazionale di Stratigrafia (SALVADOR, 1994). L'individuazione delle zone polliniche può basarsi su una scelta soggettiva di criteri che è in relazione alle finalità della divisione stratigrafica stessa (correlazione stratigrafica a scala regionale; individuazione di tipologie di vegetazione, ecc.).

Ai fini del presente lavoro il diagramma pollinico di Azzano Decimo è stato suddiviso in base alla dominanza rispettivamente di:

1) entità forestali tipiche di ambiente temperato caldo (elementi delle foreste di latifoglie decidue ed elementi di climi temperati caldi più umidi, come *Carpinus betulus*;

2) di *Pinus* + xerofite.

Le zone polliniche (i), indicate con numeri dispari, rappresentano fasi con vegetazione forestale temperato-calda di climi suboceanici. Le zone (ii), con numeri pari, indicano invece vegetazioni almeno in parte non forestali e a carattere steppico, indicative di condizioni climatiche asciutte. Come criteri discriminanti per i limiti degli intervalli temperati sono stati scelti:

- la somma di piante legnose di climi temperati (*temperate arboreal and shrub pollen*, tAP), definita come somma delle percentuali polliniche di latifoglie termofile, più altri alberi e arbusti di climi temperati umidi. La soglia è stata posta al valore di tAP=10%;

- gli intervalli in cui le xerofite registrano valori inferiori al 10%.

Questi valori percentuali sono riferiti alla somma pollinica descritta nel paragrafo "Materiali e metodi".

La divisione in zone polliniche di seguito riportata rappresenta lo stato dell'arte e potrà essere oggetto di variazioni e integrazioni con il procedere delle indagini.

### 3.3.3.1. - Zona pollinica S1 (255,8 – 195,6 m)

Alcuni campioni prelevati tra 262,5 e 258 m di profondità si sono rivelati sterili. La sequenza pollinica inizia a 255,8 m di profondità con una successione forestale caratterizzata dalla codominanza di conifere e latifoglie: l'elevato tasso di afforestamento e l'abbondanza di latifoglie termofile indicano condizioni di clima temperato caldo e umido con abbondanti precipitazioni. In questo intervallo si possono distinguere due fasi principali: la prima con *Pinus sylvestris/mugo*, *Picea* e *Abies* dominanti, la seconda in cui si ha l'espansione di latifoglie di clima oceanico (*Fagus*) e latifoglie termofile quali *Quercus caducifolia*, *Corylus*, *Tilia* e *Ulmus*. Le piante erbacee terrestri e le piante

acquatiche e palustri mantengono costantemente percentuali basse e mostrano una scarsa biodiversità.

Va segnalata, inoltre, la presenza di due picchi di Foraminiferi e cisti di Dinoflagellati, indicatori di ambiente marino, tra 215,20 e 227,95 m e a 247,25 m.

### 3.3.3.2. - Zona pollinica S2 (195,6 – 190,96 m)

Questo intervallo è caratterizzato da una netta dominanza di *Pinus sylvestris/mugo* (fino al 90%) e dall'abbondanza di *Artemisia* (fino al 30%). Questi spettri sono indicativi di condizioni temperato fredde e asciutte. Gli spettri pollinici indicano la presenza di aree umide dominate da Cyperaceae, *Myriophyllum spicatum* e *verticillatum* type, e raro *Sparganium emersum* type.

### 3.3.3.3. - Zona pollinica S3 (190,96 – 153 m)

Successione forestale con nuova espansione di latifoglie termofile: *Tilia*, *Ulmus* e *Corylus* sono le entità meglio rappresentate. Questo episodio è seguito da una fase caratterizzata dall'abbondanza di abeti (*Picea* e *Abies*); tra 176,90 e 185,70 m *Abies* raggiunge la massima abbondanza (fino al 70%). Alcuni tratti di questa zona pollinica registrano la diffusione, tra le piante di ambienti umidi e acquatici, di Cyperaceae e *Myriophyllum* (talora con elevati valori percentuali), accompagnati in minore misura da *Thalictrum* e *Sparganium*. Questi ultimi taxa caratterizzano ambienti di sedimentazione di torbiera o palude, con acqua stagnante.

### 3.3.3.4. - Zona pollinica S4 (153 – 146,06/141,1 m)

E' un intervallo piuttosto breve con spettri a dominanza di *Pinus* e *Artemisia* e con varie entità erbacee, quasi interamente di ambienti terrestri drenati; le latifoglie sono quasi completamente assenti (tranne *Betula*, *Alnus glutinosa* type e pochi granuli di *Tilia*). L'associazione pollinica è indicativa di steppe di clima temperato freddo arido. Il tratto superiore non è ancora sufficientemente dettagliato per consentire un posizionamento univoco del limite S4/S5.

### 3.3.3.5. - Zona pollinica S5 (146,06/141,1 – 118,25 m)

Questo intervallo è caratterizzato da un elevato tasso di afforestamento con latifoglie termofile, entità di clima temperato oceanico (*Fagus*) e conifere. Tra 146,06 - 138,77 m gli spettri pollinici registrano valori di *Pinus sylvestris/mugo* piuttosto bassi (mediamente inferiore al 50%) e la presenza di *Quercus caducifolia*: *Corylus*, *Tilia* e *Ulmus* sono scarsamente rappresentati. Tra 138,77 – 118,25 m si registra la massima rappresentazione di *Abies*, accompagnato da sporadici granuli di altre specie di clima temperato oceanico quali *Fagus* e *Carpinus betulus*.

### 3.3.3.6. - Zona pollinica S6 (118,25 – 114,25 m)

Gli spettri pollinici indicano qui la progressiva scomparsa di latifoglie e conifere (tranne *Pinus sylvestris/mugo*) e l'insediarsi di vegetazioni di ambiente più aperto con presenza di *Betula*.

### 3.3.3.7. - Zona pollinica S7 (114,25 – 104,83 m)

L'inizio di questa zona pollinica è caratterizzato da una fase di espansione delle latifoglie termofile (soprattutto *Quercus caducifolia* e *Corylus*) cui segue la diffusione di foreste di *Abies*. Gli spettri pollinici registrano la presenza di sporadici granuli di *Fagus* e *Carpinus betulus*.

### 3.3.3.8. - Zona pollinica S8 (104,83 – 98,58 m)

Gli spettri pollinici sono caratterizzati dalla dominanza di *Pinus*, accompagnato da *Picea* e *Betula* e dalla presenza di *Hippophaë* (arbusto di lande aride, semideserti sassosi e conoidi alluvionali in aggradazione) e da elevati valori di *Artemisia*, indicativi di clima temperato freddo.

### 3.3.3.9. - Zona pollinica S9 (98,58 – 77,92 m)

Questo intervallo, caratterizzato da un tasso di afforestamento mediamente elevato, mostra un'importante fase di espansione di foreste di clima temperato caldo oceanico dominate da abete bianco, faggio e carpino bianco, accompagnati da latifoglie termofile quali querce decidue e nocciolo. Nella parte superiore della zona pollinica si osserva una contrazione delle foreste di

abete e l'inizio dell'espansione di comunità erbacee xerofitiche, senza peraltro raggiungere i valori propri della zona pollinica successiva (S10).

### 3.3.3.10. - Zona pollinica S10 (77,92 – 55,39 m)

Dominanza di *Pinus*, *Artemisia*, Gramineae e Chenopodiaceae e quasi totale assenza di latifoglie termofile indicano l'espansione di foreste-steppe di clima temperato freddo e arido. Sono molto abbondanti anche le piante di ambienti umidi e acquatici ed *Equisetum*, legati a condizioni locali di ristagno dell'ambiente di sedimentazione (palude e torbiera).

### 3.3.3.11. - Zona pollinica S11 (55,39 – 40,05 m)

La prima parte di questa zona pollinica mostra una successione forestale di clima temperato caldo con specie termofile tra cui *Quercus caducifolia*, *Corylus* e *Ulmus*. Questa successione forestale è seguita da un episodio di apertura della vegetazione arborea e presenza di *Betula* e xerofite, cui segue una nuova fase forestale, simile a quella che caratterizza la parte iniziale della zona pollinica. Un ulteriore episodio di espansione di comunità erbacee steppiche separa questa fase forestale da una ulteriore successione forestale, che segna il limite superiore della zona pollinica. La zona S11 risulta pertanto articolata in varie fasi vegetazionali che evidenziano la complessità nell'evoluzione climatica di questo intervallo.

### 3.3.3.12. - Zona pollinica S12 (40,05 – 2,75 m)

Intervallo con spettri pollinici a dominanza di Gramineae, *Pinus*, *Artemisia* e Chenopodiaceae; tra le latifoglie, solo *Betula* mostra curva continua. Questa composizione pollinica è indicativa di clima temperato freddo arido con vegetazione steppica. Tra 39,25 – 36,60 m si registra una leggera espansione delle latifoglie termofile, che indicherebbe un miglioramento climatico rispetto alle condizioni che caratterizzano il resto della zona pollinica. In tutta la zona pollinica sono ben rappresentate piante di ambiente umido e acquatiche, ad indicare l'esistenza di ambienti di palude o torbiera. Nel tratto 21,30 – 20,15 m si espande la vegetazione acquatica che indica una sedimentazione subacquea con una profondità di 1-3 m.

Sulla base della cronologia radiometrica disponibile per la zona S12, è possibile affermare che nella parte basale di questa zona sono documentate oscillazioni climatiche di durata millenaria che trovano riscontro negli studi

condotti sulle carote di ghiaccio della Groenlandia e anche in ambiente mediterraneo (DANSGAARD *et alii*, 1993; BOND *et alii*, 1993; GENTY *et alii*, 2003).

### 3.3.4. - *La storia della vegetazione registrata ad Azzano Decimo*

Il diagramma pollinico della carota di Azzano Decimo evidenzia una successione ciclica di fasi forestali alternate con fasi stepatiche (steppe e foreste-steppe). La struttura di ciascuna di queste dinamiche forestali a lungo termine si ripete con caratteristiche molto simili in ciascuna delle zone polliniche indicate con numero dispari. E' infatti sempre visibile una fase iniziale con sviluppo di latifoglie termofile decidue (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus* e *Alnus*), cui segue, talora con un ritardo importante, una marcata espansione dell'abete bianco. Per quanto questo trend sia già ben noto nelle successioni forestali del Pleistocene Medio e Superiore dell'Europa centro-meridionale (si veda una sintesi in TZEDAKIS *et alii*, 1997), nella successione forestale di Azzano Decimo la fase a dominanza di abete bianco (*Abies*) è sempre ben marcata, nonostante la scarsa dispersione pollinica di questo genere. L'abete bianco dunque occupa una nicchia ecologica e climatica ben definita nella storia forestale della Pianura Padana orientale. Si può dunque ritenere che esso costruisse foreste estese durante le fasi centrali dei periodi a regime climatico temperato, in contrasto con la struttura attuale delle fasce di vegetazione, in cui *Abies* e *Picea* sono ritenuti "elementi montani". Peraltro recenti studi sulla storia della vegetazione nell'Olocene della Pianura Padana (WICK, 1996) evidenziano l'abbondanza di abete bianco nella vegetazione forestale della pianura lombarda nel corso della prima metà dell'Olocene. Anche in questo caso, come nelle fasi temperate precedenti registrate ad Azzano Decimo, è evidente il ritardo dell'abete bianco rispetto al complesso *Quercus-Tilia-Ulmus*, che si espandono già nel tardoglaciale, circa 4000 anni prima dell'espansione dell'abete bianco.

Il comportamento ciclico dimostrato dalla curva pollinica dell'abete bianco è rilevabile anche per il faggio (*Fagus*), il quale caratterizza la parte media e avanzata di ciascuna delle fasi temperate, sia pur con variazioni significative di abbondanza nelle diverse superzone dispari. Queste differenze possono essere impiegate come criteri biostratigrafici per identificare le fasi temperate. Altri elementi utili ai fini stratigrafici sono il bosso (*Buxus*) e il carpino bianco (*Carpinus betulus*).

### 3.3.5. - Individuazione palinostratigrafica della base del Pleistocene superiore e delle fasi a sedimentazione fluvio-glaciale riferibili al MIS 6 e al MIS 2

Secondo GRADSTEIN *et alii* (2004) la base del Pleistocene superiore corrisponde alla base dell'interglaciale Eemiano (MIS 5e, 126 ka), che precede l'ultimo importante ciclo glaciale globale del Pleistocene.

La successione di Azzano Decimo comprende, nel tratto medio-inferiore (78 – 260 m), cicli forestali che si accompagnano a cicli marino-continentale. Il significato glacioeustatico e paleoclimatico di questi cicli richiede una valutazione comparativa dei risultati delle indagini multidisciplinari.

Il tratto superiore della successione di Azzano Decimo è invece costituito per intero da depositi di ambiente continentale (fluviale, palustre, di torbiera) che possono risultare localmente pedogenizzati. In questi ambienti sedimentari la valutazione biostratigrafica è principalmente basata su dati palinologici ed è trattata qui di seguito.

La zona pollinica S10 (77,92 – 55,39 m) è indicativa di un'importante fase con vegetazione aperta e probabile partecipazione di pino (stomi presenti in alcuni livelli) ma priva di latifoglie termofile, propria di clima continentale temperato-freddo o freddo. Questo intervallo è più antico del limite di applicabilità del radiocarbonio, circa 45.000 <sup>14</sup>C anni BP (situato a circa 34,5 m). La sua composizione pollinica e l'elevato spessore di sedimento deposto durante questa fase (oltre 22 m) sono simili a quelli rilevati durante il LGM (31,8 – 2,75 m, parte superiore della zona S12). Tuttavia, un complesso di fasi forestali di ambiente temperato caldo separa la zona pollinica S10 dal LGM. Proponiamo pertanto che la zona S10 rappresenti l'espressione biostratigrafica della penultima fase glaciale maggiore che ha interessato le Alpi sud-orientali. In base alle considerazioni biostratigrafiche che seguono, tale fase può essere riferita al MIS 6.

La zona pollinica S11 (55,39 – 40,05 m) inizia con la successione forestale tipica del penultimo interglaciale (Eemiano in termini palinostratigrafici in Europa centro-occidentale). L'individuazione dell'Eemiano è sostenuta in particolare dalla buona correlazione osservata con le successioni eemiane disponibili al margine settentrionale delle Alpi (Mondsee, DRESCHER-SCHNEIDER, 2000; Füramoos, MÜLLER *et alii*, 2003) e anche con Valle di Castiglione (FOLLIERI *et alii*, 1988). I principali elementi di correlazione sono la struttura della curva dell'abete rosso (*Picea*), paragonabile ai siti eemiani a nord delle Alpi, e l'abbondanza di querce caducifoglie e degli altri componenti dei boschi termofili caducifogli (*Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*; "querceto misto" in Fig. 2 FT), che trovano riscontro in ambiente mediterraneo. Anche la scarsità del faggio rispetto agli interglaciali precedenti sostiene l'attribuzione biostratigrafica della prima parte della zona S11 all'Eemiano. Infatti il faggio



manca nell'Eemiano centro-europeo ed è scarso nell'Eemiano alpino, mentre è più abbondante (curva continua) negli interglaciali precedenti. Queste evidenze sono chiaramente rilevabili anche nel record di Azzano Decimo.

All'Eemiano segue una sequenza di fasi stadiali-interstadiali che terminano (40,05 m) con l'espansione di xerofite di ambiente steppico (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Hippophaë*, *Helianthemum*, *Ephedra*). Queste ultime persistono durante l'intera porzione restante del Pleistocene superiore (zona S12). In analogia con altre successioni polliniche europee, questo limite rappresenta il passaggio MIS 5/4, ovvero l'inizio della fase fredda associata, nella successione di ghiaccio GRIP, con l'intervallo di Dansgaard-Oeschger D3 e con l'evento di Heinrich H6 (BOND *et alii*, 1993; GENTY *et alii*, 2003).

In base a questa interpretazione biostratigrafica, la penultima fase di maggiore avanzata glaciale, registrata nella carota di Azzano Decimo dalla zona S10, corrisponde al "penultimo glaciale" (MIS 6), mentre il MIS 4, nonostante le evidenze palinologiche di clima continentale, non registra una fase altrettanto importante di sedimentazione fluvio-glaciale.

I sedimenti riferibili al LGM sono caratterizzati da un intervallo iniziale substerile, talora con soli palinomorfi rimaneggiati, datato tra  $25.5 \pm 0.435$  e  $23.4 \pm 0.325$   $^{14}\text{C}$  ka BP (30.8-29.9 e 28.7-27.8 cal ka BP). Questa peculiare composizione pollinica riflette l'elevato tasso di sedimentazione proprio degli ambienti fluvio-glaciali, nonché la rielaborazione di palinomorfi determinata dall'abrasione glaciale a carico di sedimenti polliniferi di età pleistocenica inferiore, che sono presenti nel settore pedemontano allo sbocco della valle del Tagliamento. L'azione di rielaborazione svolta dal ghiacciaio del Tagliamento a carico di associazioni polliniche pleistoceniche è documentata anche nei depositi di contatto glaciale alla base della successione lacustre del lago di Ragogna (DONEGANA *et alii*, in stampa). Questo intervallo è seguito da una fase sempre collocabile nel LGM, che presenta valori percentuali particolarmente elevati di polline di xerofite (20-30%) e che si sviluppa fino a circa 5 m di profondità. L'ultimo tratto della carota (5 – 2,7 m) registra un ulteriore picco di palinomorfi rielaborati, anch'essi riferibili a rimaneggiamento in ambiente glaciale e paraglaciale, sempre durante il LGM ( $18.0 \pm 0.3$   $^{14}\text{C}$  ka BP, 22.1 – 20.9 cal ka BP).

### 3.4. - ANALISI DI FACIES

(a cura di F. Massari, R. Avigliano, P. Mozzi)

#### 3.4.1. – *Criteri adottati per il riconoscimento delle facies e degli ambienti deposizionali*

La successione sedimentaria del sondaggio Azzano Decimo è stata studiata attraverso una approfondita osservazione delle caratteristiche sedimentologiche della carota (granulometria, strutture sedimentarie, contenuto fossilifero, bioturbazioni, contenuto organico, paleosuoli, caratteristiche delle superfici limite, tendenze deposizionali) che ha permesso di riconoscere un certo numero di facies e di associazioni di facies. Sulla base anche delle indicazioni fornite dall'analisi del contenuto micropaleontologico, le facies e le loro associazioni sono state interpretate come indicatrici di ambienti sedimentari inquadrabili genericamente in quelli di piana alluvionale, di delta, di sistemi litorali e di piattaforma. Dove possibile si è cercato di raffinare l'interpretazione ambientale, tuttavia la mancanza di dati sulla geometria dei diversi corpi sedimentari, la limitata finestra di lettura e il disturbo dei campioni, inevitabile durante le operazioni di carotaggio, rappresentano dei limiti per un'interpretazione paleoambientale più spinta. Malgrado generalmente si convenga che le singole facies diano indicazioni limitatamente ai processi deposizionali, in questo caso ad esse è stato attribuito anche un significato paleoambientale, tenendo conto dell'associazione entro cui ognuna di esse è inserita.

Gli ambienti deposizionali distinti sono indicati nel quadro stratigrafico del sondaggio, a margine della carta geologica. Questi possono essere confrontati con la Tab. 1 FT in cui sono riassunte le caratteristiche sedimentologiche delle singole facies, o delle loro associazioni, rappresentative degli ambiente riconosciuti.

#### 3.4.2. – *Le sequenze deposizionali*

La successione stratigrafica attraversata dal sondaggio ha una tendenza generale regressiva, con uno sviluppo progressivamente crescente verso l'alto dei sedimenti riferibili ad ambienti marino-marginali e continentali. Essa presenta una ciclicità ben riconoscibile, dovuta alla successione di trasgressioni e regressioni, come risposta all'interazione tra la dinamica delle oscillazioni pleistoceniche del livello del mare e le variazioni degli apporti terrigeni. Facendo riferimento alla ciclicità come criterio di suddivisione, la successione è suddivisibile in cicli di tipo trasgressivo-regressivo o sequenze deposizionali.

Allo scopo di utilizzare un criterio uniforme, non disponendo di criteri non ambigui per attribuire eventuali depositi continentali al segmento trasgressivo di risalita relativa del livello del mare, optiamo per collocare la base dei cicli in corrispondenza delle superfici di trasgressione (*transgressive surfaces*) che corrispondono alle basi di depositi marino-marginali o, in assenza di queste, alle superfici erosive di trasgressione marina (*ravinement surfaces*).

All'interno della successione sono stati riconosciuti 8 cicli, numerati con valori crescenti dal basso verso l'alto (vedi Fig. 2 FT e quadro stratigrafico del sondaggio nel Foglio Geologico); i cicli sono stati suddivisi a loro volta in intervalli caratteristici. Alla base della successione è presente un intervallo con sedimenti di ambiente continentale non inquadrabile all'interno di un ciclo. Le profondità sono riferite al piano campagna che è posto a 9,9 m di quota sul livello del mare. E' da notare che dato il carattere puntiforme della successione e l'impossibilità di osservazioni laterali delle geometrie, non si è in grado di specificare l'ordine gerarchico delle sequenze deposizionali, per cui cicli di importanza maggiore, verosimilmente correlabili con le coppie glaciale-interglaciale, non sono differenziabili in modo chiaro da cicli minori o parasequenze, che possono rappresentare oscillazioni minori (stadiale/interstadiale), ma anche variazioni autocicliche degli apporti terrigeni legate unicamente alla dinamica dell'ambiente sedimentario. Altri tipi di analisi, basate ad esempio sull'uso di indicatori climatici come l'analisi pollinica, contribuiscono ad una maggiore chiarezza da questo punto di vista.

Intervallo 262,50 - 258,60 m. Alla base della successione sono presenti sedimenti continentali di piana alluvionale con argini e depositi di rotta (*crevasse splay*) in cui sono intercalati tre paleosuoli, due alla base ed uno alla sommità dell'intervallo. Il paleosuolo più recente, al tetto dell'intervallo, presenta il maggior grado di sviluppo con una parziale decarbonatazione dell'orizzonte A e concrezioni carbonatiche nel sottostante orizzonte B. Tale suolo è attraversato da bioturbazioni legate alla trasgressione immediatamente successiva.

#### 3.4.2.1. - Ciclo I (258,60-211,30 m)

Intervallo 258,60 – 255,00 m. La base del ciclo è posta in corrispondenza di una evidente superficie di *ravinement* accompagnata da icnofacies a *Glossifungites*; il segmento trasgressivo è rappresentato da sabbie di *shoreface* bioturbate, a grana progressivamente decrescente verso l'alto, con sparsi resti di bivalvi.

Intervallo 255,00 – 247,30 m. Fase di massima trasgressione (*maximum*

*flooding*); foraminiferi comuni e presenza di sostanza organica e solfuri di ferro indicano probabilmente un ambiente di piattaforma intermedia (parte più esterna della fascia dei limi) passante verso l'alto ad un ambiente di prodelta.

Intervallo 247,30 - 235,90 m. Una debole regressione sposta l'ambiente di piattaforma nella parte più interna della fascia dei limi.

Intervallo 235,90 - 229,90 m. Uno spostamento piuttosto brusco in senso regressivo si traduce nella deposizione di uno spessore limitato di sabbie e limi (probabile ambiente di fronte deltizia).

Intervallo 229,90 - 211,30 m. Tramite una superficie minore di *flooding* si torna nella parte interna della fascia dei limi (fino a 226,5m), cui segue una graduale regressione con passaggio a sedimenti di prodelta e successivamente di fronte deltizia. La regressione che chiude questo ciclo non termina, come nel caso dei cicli successivi, con depositi di ambienti continentali.

#### 3.4.2.2. - Ciclo II (211,30- 186,00 m)

Intervallo 211,30 - 210,20 m. La superficie di trasgressione del ciclo è posta alla base di peliti lagunari a *Cerastoderma* e ostrée; queste sono troncate erosivamente al tetto (210,82) da una chiara superficie di *ravinement* accompagnata da icnofacies a *Glossifungites*. L'intervallo si chiude con sabbie grossolane di *shoreface*, bioturbate e contenenti abbondanti resti di molluschi.

Intervallo 210,20 - 206,20 m. Peliti di piattaforma interna dapprima (*maximum flooding*) e poi di prodelta, queste ultime con associazione di foraminiferi indicante influsso di acque dolci.

Intervallo 206,20 - 197,93 m. Una probabile regressione forzata determina un passaggio piuttosto brusco ad un ambiente di fronte deltizia con sedimentazione prevalentemente sabbiosa.

Intervallo 197,93 - 186,00 m. Successione continentale (piana alluvionale con argini e depositi di rotta, solcata da canali fluviali poco profondi, e con specchi lacustri di intercanale - *pond*). Nella parte inferiore sono presenti due paleosuoli ravvicinati, il più basso dei quali presenta un orizzonte A decarbonatato e noduli carbonatici nei sottostanti orizzonti Bk e C. Da notare, al tetto dell'intervallo, la presenza di un corpo di canale ghiaioso-sabbioso con base nettamente erosiva ricoperto dal livello di torba situato alla base dell'intervallo successivo.

#### 3.4.2.3. - Ciclo III (186,00 - 142,40 m)

Intervallo 186 - 180,30 m. La superficie trasgressiva è posta alla base di un livello di torbe a cui seguono peliti e sabbie finissime in sottili alternanze

ritmiche che denotano influenza tidale. Questa sequenza indica un probabile passaggio da un ambiente palustre (*salt marsh*) ad un ambiente intertidale. Sono presenti ostracodi, localmente di ambiente ipoalino, oogoni di characee e moderata bioturbazione.

Intervallo 180,30 - 179,00 m. Superficie di *ravinement* con icnofacies a *Glossifungites* coperta da sabbie trasgressive di *shoreface* con *Turritella* sp. e altri resti di molluschi.

Intervallo 179,00 - 171,42 m. Peliti bioturbate attribuibili alla fascia dei limi esterna, con abbondanti foraminiferi e sparsi molluschi: intervallo di *maximum flooding*.

Intervallo 171,42-152,20 m. Presenta una tendenza regressiva con transizione graduale da depositi bioturbati di prodelta (fascia interna dei limi) con ostrree e foraminiferi dispersi, a depositi di fronte deltizia. Questi sono dapprima bioturbati, con resti di molluschi e dinoflagellati, e poi dominati da strutture sedimentarie di alta energia (laminazione planare, *hummocky cross-lamination* da tempesta, clasti pelitici); al tetto dell'intervallo è presente un suolo debolmente sviluppato con orizzonte A decarbonatato.

Intervallo 152,20-145,70 m: depositi continentali di piana alluvionale; depositi lacustri di intercanale costituiti da peliti localmente laminate contenenti resti vegetali talora piritizzati; ambienti palustri delle fasi finali di riempimento dei laghi di intercanale con peliti massive ricche di sostanza organica vegetale, localmente torbose.

Intervallo 145,70 - 142,40 m. Corpo sabbioso canalizzato con base nettamente erosiva, facente passaggio verso l'alto, in apparente continuità di sedimentazione, a sottili alternanze situate alla base dell'intervallo successivo.

#### 3.4.2.4. - Ciclo IV (142,40 - 120,35 m)

Intervallo 142,40 - 137,02 m. La superficie di trasgressione può essere individuata alla base di un'alternanza di livelletti sottili di peliti e limi/sabbie fini, bioturbati, con cisti di dinoflagellati e rari piccoli gasteropodi costati. Le caratteristiche del deposito suggeriscono un ambiente ipoalino di bassa energia (baia con blanda influenza tidale?) che accoglieva periodicamente microtorbide legate probabilmente ad un delta di baia sotto-alimentato.

Intervallo 137,02 - 136,90 m. Superficie di *ravinement* con icnofacies a *Glossifungites*, coperta da un sottile spessore di sabbie di *shoreface*.

Intervallo 136,90 - 132,80 m. Passaggio graduale a peliti marine della fascia dei limi interna, corrispondenti all'intervallo di *maximum flooding* con abbondanti foraminiferi, articoli di crinoidi e sparse ostrree.

Intervallo 132,80- 123,60 m. Transizione a grana crescente verso l'alto da

prodelta a fronte deltizia.

Intervallo 123,60-120,35 m. Passaggio ad ambienti continentali di piana alluvionale. (torbe con associate tracce di radici, depositi pelitici di lago di bassa profondità e una piccola sequenza a grana crescente verso l'alto con ostracodi dulcicoli e tracce di radici, interpretabile come legata a progradazione di argine naturale - *levee progradation*).

#### 3.4.2.5. - Ciclo V (120,35 – 111,86 m)

Intervallo 120,35 - 118,50 m. La base di questo breve ciclo è posta in corrispondenza di una superficie di *ravinement* con icnofacies a *Glossifungites*, rapidamente ricoperta da peliti marine della fascia dei limi interna con foraminiferi comuni, ostrree e pettinidi.

Intervallo 118,50 - 115,50 m. Brusco passaggio a sabbie amalgamate di *shoreface* superiore o fronte deltizia (regressione forzata ?).

Intervallo 115,50 - 111,86 m. Depositi continentali di piana alluvionale (argine naturale e ambienti palustri), delimitati al tetto da un paleosuolo moderatamente evoluto che, successivamente alla pedogenesi, è stato interessato da una bioturbazione secondaria dovuta all'impostazione del sovrastante ambiente marino-lagunare.

#### 3.4.2.6. - Ciclo VI (111,86 - 97,73 m)

Intervallo 111,86 - 111,13 m. La superficie di trasgressione del ciclo è posta alla base di peliti organiche di ambiente lagunare di bassa energia contenenti ostracodi, dinoflagellati e foraminiferi.

Intervallo 111,13 - 109,20 m. Tramite una superficie basale di *ravinement* con icnofacies a *Glossifungites* si passa rapidamente a peliti bioturbate di piattaforma interna / prodelta con associazioni abbondanti a foraminiferi denotanti influsso di acque dolci.

Intervallo 109,20 – 106,00 m. Regressione graduale con transizione ad alternanze via via più ricche in sabbia (fronte deltizia).

Intervallo 106,00 - 97,73 m. Passaggio a depositi continentali localmente con tracce di radici e livelli decimetrici di torbe (piana alluvionale con canali, argini, depositi di rotta - *crevasse splays*, ambienti lacustri di intercanale e palustri).

### 3.4.2.7. - Ciclo VII (97,73 – 85,93 m)

Intervallo 97,73 - 95,80 m. Il ciclo comincia in corrispondenza di una superficie di *ravinement* posta alla base di un'alternanza di sabbie fini e limi, bioturbati di *shoreface* contenenti ostracodi e foraminiferi e con abbondanti resti di echinidi e molluschi.

Intervallo 95,80 – 85,93 m. Peliti bioturbate di piattaforma / prodelta con ostracodi e foraminiferi comuni, passanti ad alternanze sabbia/pelite e infine a sabbie amalgamate di fronte del delta.

### 3.4.2.8. - Ciclo VIII (85,93 – 0,80 m)

Intervallo 85,93 - 82,73 m. Alternanze sottili di peliti, limi e sabbie fini con ostracodi e foraminiferi interpretabili come deposte in ambiente lagunare con influenze di acque dolci.

Intervallo 82,73 - 78,20 m. Alla base dell'intervallo una superficie di *ravinement* con icnofacies a *Glossifungites*, è coperta da sabbie amalgamate di *shoreface*. Al tetto dell'intervallo vi è un suolo incipiente che potrebbe segnalare una breve fase di stabilità morfologica per l'abbassamento del livello di base, prima dell'impostazione di un'area umida testimoniata dalle torbe che lo ricoprono.

Intervallo 78,20 - 0,80 m. Depositi continentali indicativi di un largo ventaglio di ambienti deposizionali riconducibili genericamente a quello di piana alluvionale solcata da canali fluviali (depositi di argine e di rotta, depositi lacustri di intercanale associati localmente a depositi di barra di foce-*mouth bar* di spessore limitato). Le facies fini contengono localmente oogoni di Characee, ostracodi e rari resti di molluschi continentali. Nell'intervallo sono molto diffusi i depositi di torba che, verosimilmente, sono in parte legati alle fasi finali di riempimento di canali abbandonati e dei laghi di intercanale. I livelli di torba più consistenti hanno spessori di 30-60 cm, ma, come riscontrato in altri sondaggi, possono arrivare a superare il metro. Questi livelli indicano la persistenza anche molto prolungata nel tempo (ordine delle migliaia di anni) di ambienti palustri e costituiscono dei livelli caratteristici molto estesi nel sottosuolo di questo tratto di pianura. Tra 56 e 34 m sono stati riconosciuti 5 paleosuoli. I due inferiori sono dei suoli incipienti, mentre il suolo a circa 46 m presenta un moderato grado di sviluppo. I paleosuoli successivi, a 40 e 34,3 m, sono i suoli più evoluti dell'intera successione (in particolar modo, quello a 34,3 m) in quanto presentano orizzonti decarbonatati spessi alcuni decimetri e orizzonti calcici con spessori analoghi. Al tetto della successione sedimentaria, ricoperto da circa 80 cm di riporti, è presente un suolo ben evoluto con le caratteristiche tipiche dei

suoli sviluppatasi, a partire dalla fine del Pleistocene superiore, sulle superfici stabilizzate del sistema di Canodusso, unità a cui appartengono i depositi più superficiali del sondaggio.

### 3.5. – CRONOLOGIA ISOTOPICA

(a cura di G. Calderoni)

La cronostratigrafia della parte superiore della successione sedimentaria è stata determinata mediante 15 datazioni con il metodo del radiocarbonio ( $^{14}\text{C}$ ) (Tab. 3). Dieci campioni sono stati datati con tecnica LSC (*Liquid Scintillation Counting*) presso il Laboratorio Radiocarbonio del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "La Sapienza" di Roma ed i rimanenti, stante lo scarso contenuto in C organico, mediante AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) presso l'Angström Laboratory di Uppsala. Per maggiori dettagli circa le tecniche di datazione, i protocolli procedurali e le implicazioni sul significato delle età misurate a seconda della natura dei materiali utilizzati si rimanda al capitolo XI – Datazioni isotopiche  $^{14}\text{C}$ .

Per quanto i materiali datati (macroresti vegetali, materia organica macromolecolare e/o polimerica residua dalla decomposizione diagenetica della primitiva biomassa dispersa in matrice minerale e torba) differissero per origine, significato ed implicazioni, le età misurate sono risultate stratigraficamente coerenti. Ciò avvalorava l'affidabilità delle età stesse, in quanto si può ragionevolmente escludere che i livelli di sedimenti datati abbiano subito rimaneggiamenti tali da comportare inversioni cronostratigrafiche. Da un altro punto di vista la coerenza cronostratigrafica riscontrata induce a ritenere che la sostanza organica dispersa, quindi quella non più riconducibile ad una data forma di biomassa animale o vegetale, che è stata utilizzata per alcune datazioni, sia effettivamente derivata da precursori in equilibrio isotopico con la  $^{14}\text{CO}_2$  troposferica. Risulterebbe pertanto rispettato uno dei prerequisiti fondamentali sui quali si basa la cronologia radiocarbonio.

Questo aspetto, sempre importante, diventa essenziale quando i sedimenti organici si sono generati in una varietà di ambienti e possono essere andati incontro ad erosione e rideposizione. Così, ad esempio, una biomassa primitiva rappresentata in tutto od in parte da alcune varietà di vegetazione acquatica o di alghe potrebbe essersi sviluppata per assimilazione di  $\text{CO}_2$  da serbatoi diversi da quello troposferico. Ciò comporta, come ad esempio quando si verifica l'effetto "hard water", errori tanto imprevedibili quanto ineliminabili nelle misure di età. Inoltre sono noti in letteratura molti esempi di precursori con la modalità di sviluppo sopra accennata in grado di operare l'assimilazione di  $\text{CO}_2$  attraverso



meccanismi del tutto diversi da quelli noti come cicli C-3 e C-4. Ciò si traduce in frazionamenti isotopici anche abnormi del C che pertanto rendono i risultati della misura del rapporto  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  privi di significato ai fini di una datazione.

Le età  $^{14}\text{C}$  misurate lungo i 35 m superiori della successione sono risultate comprese tra 18.000 anni dal presente ed il termine “ante quem” di > 46.000 anni BP che rappresenta l’età limite determinabile. Come è noto, quest’ultimo valore non è costante per tutte le misure di età mediante cronologia  $^{14}\text{C}$ . Esso dipende infatti da vari fattori quali l’efficienza di rivelazione degli eventi di decadimento, l’entità del fondo e la stabilità strumentale, il protrarsi del tempo di misura ed infine la massa del carbonio, indipendentemente dal mezzo di conteggio utilizzato, effettivamente utilizzata per la misura dell’attività  $^{14}\text{C}$ .

Si ricorda che l’età limite è quella coincidente con il valore dell’attività  $^{14}\text{C}$  sicuramente eccedente il valore del fondo strumentale. Allo scopo, la differenza del segnale rispetto al valore del fondo è verificata statisticamente, adottando, invece dell’abituale limite di fiducia di  $\pm 1\sigma$  in uso corrente nell’espressione delle età, il criterio del  $\pm 3\sigma$ . Solo così operando si ottiene pressoché il 100% di probabilità che il segnale misurato è significativamente diverso dal fondo e che quindi può essere convertito in un termine *ante quem* (GUPTA & POLACH, 1985).

Nella Tab. 3 sono elencati i campioni di materiali datati, ordinati per profondità crescente, contraddistinti dall’identificativo internazionale del laboratorio che ha effettuato la datazione e con esplicitata tanto la tecnica di misura che la natura del materiale utilizzato. Per comodità di valutazione le età ottenute sono state riportate, sempre con l’incertezza al livello di  $\pm 1\sigma$ , tanto in termini di età  $^{14}\text{C}$  convenzionali che come intervalli cronologici calibrati, espresse in anni dal presente ed arrotondandole opportunamente. Nell’ultima colonna a destra compare il valore centrale dell’intervallo calibrato che ha solo un significato operativo in quanto tutte le età comprese nell’intervallo calibrato hanno la medesima probabilità di coincidere con l’età vera.

Nell’intento di fornire elementi utili per il corretto utilizzo delle età qui riportate, è opportuno fare alcune osservazioni sul programma utilizzato per la loro calibrazione. Come noto, la calibrazione di un’età  $^{14}\text{C}$  convenzionale consiste nel correggerla per le fluttuazioni secolari del livello di  $^{14}\text{CO}_2$  nella troposfera per convertirla nella corrispondente età calendario. Ciò si realizza confrontando le età  $^{14}\text{C}$  convenzionali con quelle “certe” di materiali che abbiano conservato nel tempo il record isotopico primitivo, derivato loro esclusivamente dall’essersi originati in equilibrio isotopico con la  $\text{CO}_2$  troposferica.

Tra i diversi archivi naturali disponibili i più affidabili sono rappresentati dalle cerchie di accrescimento annuale della vegetazione superiore; in questo caso la calibrazione è basata sul confronto tra le età radiocarbonio convenzionali e quelle dendrocronologiche. Si tenga presente che tutte le età qui riportate,

eccetto quella relativa al campione superficiale (Rome-1726), eccedevano il limite inferiore di utilizzo dei dati di calibrazione basati sulla sola dendrocronologia, pari a 20.245  $^{14}\text{C}$  anni BP (23.000 cal BP). Volendo comunque almeno attenuare le eventuali discrepanze tra le età  $^{14}\text{C}$  convenzionali e quelle calendario si è fatto ricorso al programma di calibrazione CalPal (COLOGNE RADIOCARBON CALIBRATION & PALEOCLIMATE RESEARCH PACKAGE) applicabile per gli ultimi 50.000 anni. Al riguardo si precisa che l'estensione offerta da questo programma di calibrazione deriva dall'impiego, come termini di confronto, di età isotopiche eseguite, con vari metodi, su materiali diversi. Questo comporta che le età sono affette da incertezze tanto sperimentali che intrinseche; inoltre, almeno finora, la curva di calibrazione offre un dettaglio limitato. Sebbene questi dati rappresentino lo stato dell'arte, l'affidabilità delle età calibrate risultanti non può certo essere confrontata, tanto per dettaglio che accuratezza, con quella ottenibile mediante dati dendrocronologici misurati con frequenza decennale. Il solo importante vantaggio di questo approccio consiste nell'evidenziare e limitare l'effetto di eventuali drammatiche e protratte variazioni del rapporto  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  della  $\text{CO}_2$  troposferica.

Anche se le misure sono state eseguite in due diversi Laboratori, il trattamento chimico preliminare alla datazione risulta omogeneo, in quanto in tutti i casi sono state scartate le frazioni di materia organica che per essere più solubili sono anche geochimicamente mobili e pertanto scarsamente rappresentative.

Come già osservato in precedenza, la successione cronostratigrafica ottenuta non presenta inversioni di rilievo (al livello di  $\pm 1\sigma$ ). L'apparente anomalia tanto in termini di età convenzionali che calibrate mostrata nell'intervallo da 32,26 a 33,88 m di profondità è, infatti, scarsamente significativa specie considerando che le età coinvolte approssimano il limite di misura della tecnica AMS con la quale sono state determinate. L'elevato errore (di 900 e 1160 anni) che presentano rispettivamente le date Ua-22353 ed Ua-22343 ne limita ogni realistica discriminazione. Il particolare che la discrepanza cronologica tra le due età si mantenga anche dopo calibrazione sembra escludere, pur con tutte le limitazioni sopra espresse sui dati di calibrazione utilizzati, una origine da anomalie isotopiche tipo "effetto serbatoio". E' pertanto ragionevole attribuire l'apparente anomalia ad uno o più dei seguenti motivi: modalità di aggradazione dei sedimenti, storia post-deposizionale di questi, tipo e variazioni degli apporti di sostanza organica ai sedimenti ed andamento dei processi coinvolti nella prima diagenesi. Le quattro letture per i campioni più profondi, distribuiti da 39,48 a 50,71 m di profondità, sono di interesse in quanto il termine *ante-quem* di > 46.000 anni BP, costante attraverso oltre 10 m di sedimenti, può essere assunto affidabile e non derivato da disturbi contemporanei o successivi alla deposizione.

* N°	Profondità (m)	sigla di laboratorio	tecnica	materiale datato	Età <sup>14</sup> C (anni BP)	età calibrata (cal BP)	valore centrale (cal BP)
1	5.17	Rome-1726	LSC	torba (frazione insolubile)	18.000 ± 300	21.075 – 22.184	21.630
2	19.8	Ua-22341	AMS	ago di conifera	21.025 ± 245	24.775 – 25.685	25.230
3	28.56 – 28.60	Ua-22342	AMS	macroresto vegetale	23.390 ± 325	27.825 – 28.820	28.325
4	31.95	Ua-22352	AMS	frammento di torba	25.505 ± 435	30.015 – 30.755	30.385
5	32.00 – 32.12	Rome-1608	LSC	torba (frazione insolubile)	27.160 ± 300	31.258 – 31.870	31.565
6	32.12 – 32.26	Rome-1607	LSC	torba (frazione insolubile)	29.530 ± 400	34.195 – 35.270	34.730
7	32.26 – 32.40	Rome-1606	LSC	torba (frazione insolubile)	33.100 ± 600	37.555 – 39.580	38.565
8	32.41	Ua-22353	AMS	frammento di torba	31.540 ± 900	35.925 – 38.125	37.025
9	33.81	Ua-22343	AMS	frammento di torba	33.645 ± 1,160	37.680 – 40.860	39.270
10	34.43 – 34.57	Rome-1605	LSC	torba (frazione insolubile)	45.000 ± 3,000	44.910 – 49.456	47.185
11	34.57 – 34.71	Rome-1604	LSC	torba (frazione insolubile)	43.000 ± 3,000	43.805 – 48.560	46.185
12	39.98 – 40.06	Rome-1603	LSC	torba (frazione insolubile)	> 46.000		
13	40.06 – 40.17	Rome-1602	LSC	torba (frazione insolubile)	> 46.000		
14	50.57 – 50.65	Rome-1601	LSC	torba (frazione insolubile)	> 46.000		
15	50.65 – 50.71	Rome-1600	LSC	torba (frazione insolubile)	> 46.000		

\* N° identificativo della datazione: cfr. Carta Geologica - Il sondaggio CARG-FVG S5 Azzano Decimo, DATAZIONI RADIOCARBONIO

Tab. 3 - Datazioni <sup>14</sup>C di campioni provenienti dal sondaggio Azzano Decimo

PROGETTO  
CARGO

## IX - SISMICITA'

(a cura di M. E. Poli)

La sismicità che caratterizza la regione friulana e veneta orientale è legata all'evoluzione della catena Sudalpina orientale, il cui fronte migra verso meridione incorporando settori sempre più esterni dell'avampaese, rappresentato dalla quasi totalità della pianura veneto-friulana (Fig. 3). Di conseguenza la sismicità è distribuita prevalentemente lungo la fascia prealpina carnico-giulia e decresce in modo vistoso sia approssimandosi alla zona di catena interna che nell'avampaese (Fig. 37).

In generale la pianura friulana, e quindi anche l'area compresa nel Foglio "San Vito al Tagliamento", è caratterizzata da una sismicità sporadica con terremoti di bassa magnitudo (massima  $M$  locale registrata:  $M_l = 3.6$ , terremoto di S. Stino di Livenza del 14.06.1998) e profondità ipocentrali comprese fra 8 e 27 km. Fra tutti i terremoti registrati dalla Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia è stato possibile ricostruire il meccanismo focale di otto eventi (Figg. 38 e 39). L'unico con epicentro nell'area del Foglio è quello di Azzano Decimo del 18.03.1989, con  $M_l = 2.8$ , profondità ipocentrale 9 km e meccanismo focale transtensivo con piano principale E-W immerso ad angolo medio-alto verso nord e quello coniugato a direzione NNW-SSE e immersione a WSW (a in Figg. 38 e 39). Tra quelli con epicentro nell'area circostante - sempre in avampaese - quattro hanno meccanismo focale distensivo o debolmente transtensivo (c, d, e, f in Fig. 39), con piano principale immerso a nord o a NW. Altri tre, infine, presentano meccanismo focale trascorrente con una leggera componente distensiva e con piani a medio-alto angolo orientati fra NW-SE e NE-SW (b, g, h in Fig. 39).

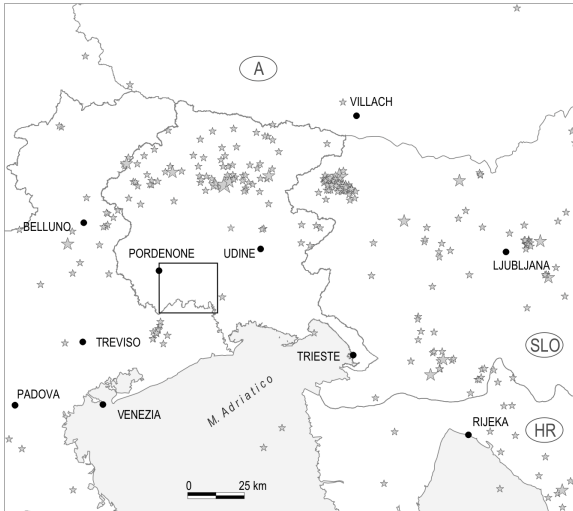


Fig. 37 - Epicentri dei terremoti con  $M \geq 3$  registrati dalla Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia nell'area compresa fra il Veneto orientale e la Slovenia occidentale nell'intervallo 1977-2003. La grandezza delle stelle è proporzionale alla magnitudo. Nel riquadro l'area del Foglio.

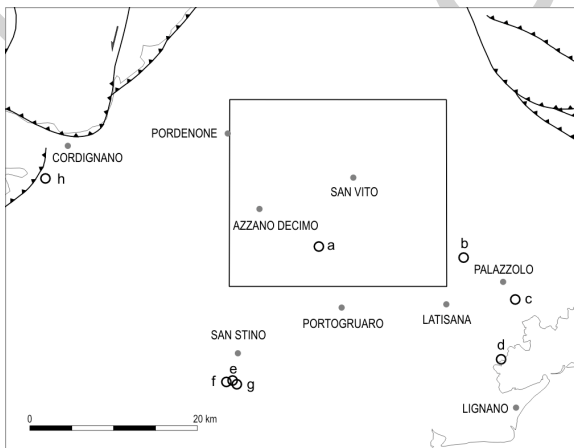
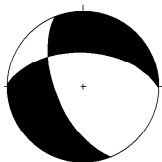
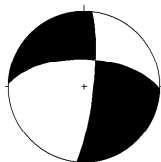


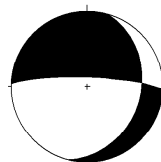
Fig. 38 – Localizzazione epicentrale (cerchi vuoti) dei terremoti strumentali con  $M \geq 1.9$  registrati dalla Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia nell'area del Foglio e in quelle circostanti. I rispettivi meccanismi focali sono riportati in Fig. 39.



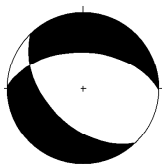
a) Azzano Decimo  
18.03.1989  
MI=2.8



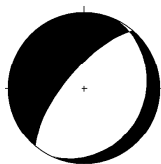
b) Latisana  
30.10.1995  
MI=3.1



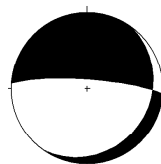
c) Palazzolo Dello Stella  
27.02.1976  
MI=3.4



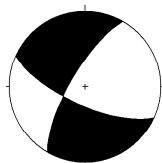
d) Lignano  
30.11.1982  
MI=1.9



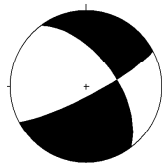
e) San Stino di Livenza  
25.02.1998  
MI=2.6



f) San Stino di Livenza  
14.06.1998  
MI=3.6



g) Torre di Mosto  
22.07.1998  
MI=3.2



h) Cordignano  
28.06.1990  
MI=3.1

Fig 39 - Meccanismi focali dei terremoti strumentali registrati dalla Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia nell'avampaese in corrispondenza dell'area del Foglio e in quelle limitrofe. Il quadrante nero indica compressione, quello bianco distensione.

Tali meccanismi sono perfettamente compatibili con il sottoscorrimento dell'avampaese verso nord e la sua modesta flessurazione sotto il carico del fronte sudalpino orientale in crescita.

## 1. SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE

Per quanto riguarda la sismicità storica (BOSCHI *et alii*, 1995 e 1997; MONACHESI & STUCCHI, 1998), la zona compresa nel Foglio “San Vito al Tagliamento” non risulta essere stata sede di terremoti importanti. I risentimenti registrati sono legati a terremoti di forte intensità avvenuti nell’area prealpina carnico-giulia o veneta orientale (Fig. 40).

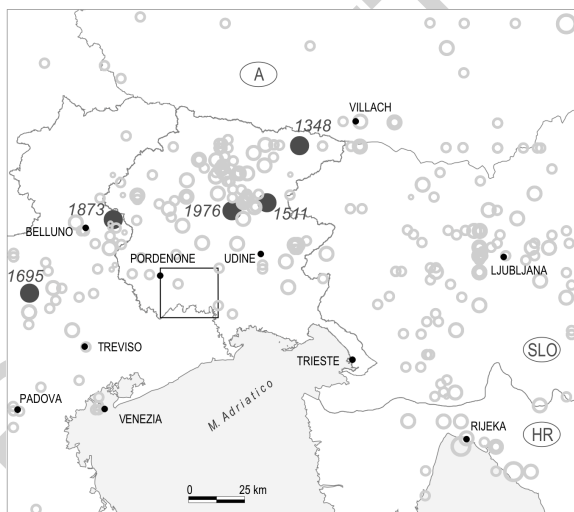


Fig. 40 - Localizzazioni epicentrali dei terremoti storici avvenuti fra il Veneto orientale e la Slovenia occidentale, tratti dal Catalogo NT4.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1998). I cerchi pieni rappresentano i terremoti con  $I_0 \geq 9$ .

Le prime notizie di danni sono riferite al terremoto del 1511 (località epicentrale: Slovenia occidentale,  $I_{max} = X$ ), che causò danneggiamenti modesti a Pordenone. Ancora a Pordenone vengono riferiti i maggiori danneggiamenti in seguito al terremoto del 25 ottobre 1812 (terremoto di Sequals,  $I_{max} = VIII$ ).

Ancora più modesto (fra il IV e V MCS) risulta in tutta l’area il risentimento del terremoto del 27 marzo 1928 (terremoto di Tolmezzo, IX MCS).

In concomitanza del terremoto del 29 giugno 1873 (terremoto del Bellunese,  $I_{max} = IX-X$ ) deboli furono i risentimenti a Casarsa, Codroipo, Azzano Decimo, Pordenone e Sesto al Reghena, tutti con V MCS). Maggiori danni si ebbero invece a seguito del terremoto del 18 ottobre 1936 (Alpago-Cansiglio, IX MCS), che, in particolare, causò notevoli danni all’abitato di San Vito al Tagliamento (VII MCS).



Per quanto riguarda gli effetti del terremoto del 6 maggio 1976 ( $I_{max} = X$  e magnitudo locale 6.4), rilevanti danneggiamenti si ebbero soprattutto a Pordenone (VII-VIII MCS). Anche altre località subirono danni, pur se di minore entità: Azzano Decimo, Codroipo, Cordenons, S. Vito al Tagliamento e Valvasone (VI-VII MCS), dove il maggiore danneggiamento interessò principalmente gli edifici storici e le case più antiche.

## 2. LA RETE SISMOMETRICA DEL FVG E LA SISMICITÀ RECENTE

Il 6 maggio 1977, ad un anno esatto dal terremoto del 1976, fu inaugurata la Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia (RSFVG), attualmente gestita dal Centro 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 un'area 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 finalizzato nella creazione della rete sismologica transfrontaliera delle Alpi orientali.

Per quanto concerne la sismicità recente si ricorda il già citato terremoto di Azzano Decimo del 18 marzo 1989. L'evento, con  $M_I = 2.8$ , presenta meccanismo focale transtensivo e profondità ipocentrale di 9 km.

## 3. LA 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 FVG ha provveduto a formare un elenco dei comuni riclassificati secondo nuovi criteri ed ha aggiornato la mappa sismica regionale.

La maggior parte dei comuni presenti nell'area del Foglio ricade all'interno della seconda classe sismica, ad eccezione di Morsano al Tagliamento, Cordovado, Sesto al Reghena, Chions, Azzano Decimo e Fiume Veneto che sono in terza classe sismica (REGIONE FRIULI VENEZIA GIULIA: <http://www.regione.fvg.it/edilizia/txt-sismica.htm>).

PROGETTO  
CARGO

## X - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

(a cura di R. Avigliano, G. Paiero)

Le prospezioni per la ricerca di idrocarburi portate avanti da compagnie nazionali e straniere nell'area del Foglio a cavallo tra gli anni '70 e '80 non hanno fornito risultati dal punto di vista economico.

Negli ultimi decenni la forte espansione dei centri urbani e delle infrastrutture ha determinato una sempre crescente richiesta di materiali naturali per l'edilizia e la viabilità; in questi ambiti i maggiori interessi hanno riguardato pertanto le ghiaie e le sabbie presenti in grande abbondanza negli alvei dei corsi d'acqua.

Di conseguenza anche in quest'area della pianura veneto-friulana le frequenti le attività di cava sono state rivolte soprattutto alla coltivazione di inerti per costruzioni o per la produzione di granulati, di materiale per massicciate e sottofondi stradali e, in misura minore, di argille per laterizi.

L'abbondanza, la facilità di coltivazione e le caratteristiche dei depositi ghiaiosi quaternari (ghiaie fluviali - fluvioglaciali, prevalentemente calcareo-dolomitiche) unite alla forte domanda di inerti per costruzione che si è venuta a creare nel secondo dopoguerra, ed in special modo tra gli anni settanta ed ottanta, hanno portato alla proliferazione di numerose cave oggi in buona parte abbandonate o utilizzate come discariche per inerti.

La coltivazione è avvenuta sia sulle superfici stabilizzate dei sistemi sedimentari tardo-pleistocenici e olocenici sia in corrispondenza delle aree di pertinenza fluviale e golenale del F. Tagliamento e del T. Meduna, con ricadute negative sugli aspetti paesaggistici del territorio e sulla vulnerabilità potenziale delle risorse idriche sotterranee.

Attualmente il numero di cave attive nell'area si è quasi azzerato, anche per il divieto di estrazione di materiali sciolti dai greti attivi dei corsi d'acqua, consuetudine che in passato aveva comportato come estrema conseguenza lo scalzamento delle fondamenta dei ponti. Degne di nota, anche per la particolare ubicazione nell'ambito del territorio del Foglio, sono le cave di ghiaia e sabbia presenti all'interno delle ampie bassure occupate dal F. Reghena (tra Sesto al Reghena e Cinto Caomaggiore) e dalle Rogge Beverella e Baidessa (a SW di Tajedo). Queste aree estrattive, realizzate agli inizi degli anni '70 per fornire materiale utile alla costruzione dell'Autostrada A28 Portogruaro - Pordenone, hanno sfruttato gli spessi banchi ghiaiosi depositi dai percorsi tardoglaciali del Tagliamento. Oggi risultano tutte inattive e occupate da laghi artificiali (derivati dall'acqua di falda) destinati ad uso ricreativo.

Sempre nell'ambito dei depositi quaternari, attività estrattive minori, ormai abbandonate, hanno localmente interessato le argille provenienti dai sedimenti fini delle piane alluvionali o delle aree depresse interessate da alcuni corsi di risorgiva, per produzione di laterizi destinati a fornaci locali. Tra queste si ricorda l'area in loc. Code Mielme, tra San Vito al Tagliamento e Sesto al Reghena. Le aree di cava da cui veniva estratto questo materiale sono oggi state completamente ripristinate e restituite alla destinazione agricola.

## XI - DATAZIONI ISOTOPICHE <sup>14</sup>C

(a cura di G. Calderoni)

In questo capitolo sono riportati, illustrandoli brevemente, i risultati della datazione <sup>14</sup>C di numerosi campioni di materiali raccolti durante il rilevamento da contesti morfogeologici distinti e significativi. Le età <sup>14</sup>C disponibili ammontano a 25 e pertanto anche numericamente costituiscono un insieme significativo per fornire un importante contributo all'interpretazione dell'evoluzione tardo-pleistocenica ed olocenica dell'area rilevata.

Circa il tipo di materiali datati (le diverse implicazioni in cronologia <sup>14</sup>C saranno esposte successivamente, così come la classificazione qui adottata) si precisa che 6 di essi consistevano di residui di varie dimensioni e variamente alterati di parti legnose di vegetazione arborea/arbustiva, 10 rientravano nell'ambito delle torbe argillose ed i restanti 9 consistevano di argille organiche. I risultati relativi a queste datazioni sono riportati nella Tab. 2 FT.

Vengono qui esposti alcuni aspetti del significato delle età radiocarbonio e sottolineate alcune avvertenze per un loro corretto utilizzo, mai avulso dai dati di campagna, per contribuire alla discussione dell'evoluzione geologica e paleoambientale dell'area in studio.

Con l'obiettivo di ottimizzare l'utilizzo delle età qui riportate trovo utile sintetizzare alcuni aspetti imprescindibili. Per convenzione internazionale quando non diversamente specificato le età <sup>14</sup>C sono espresse con l'incertezza (= errore) a livello di  $\pm 1\sigma$ : ciò implica che si ha il 68.2% di probabilità che l'età "vera" sia compresa nell'intervallo cronologico risultante. Si noti che l'errore riportato è quello sperimentale (relativo alla misura del <sup>14</sup>C), quello cioè

imputabile alle sole fluttuazioni, dopo trattamento statistico (errore casuale). Ciò implica che sono esclusi errori sistematici (grazie al monitoraggio continuo della risposta strumentale per materiali ad attività  $^{14}\text{C}$  certificata) e quelli introdotti da contaminazioni post-deposizionali (grazie ad appositi trattamenti chimici), ma ovviamente non errori derivanti da fattori intrinseci del campione (effetto "hard water", effetto reservoir, vari tipi di rimaneggiamento, riutilizzo di materiali nel caso di insediamenti umani). In alternativa, sempre dopo averlo specificato, è possibile incrementare al 95,4% di probabilità l'intervallo di fiducia di una età adottando il criterio del  $\pm 2\sigma$ : come si intuisce ciò comporta il raddoppio dell'errore sull'età. L'impiego del criterio di  $\pm 1$  o  $\pm 2\sigma$  va valutato di caso in caso (sempre specificando la scelta); quella del  $\pm 2\sigma$   $\theta$  da preferire, ad es., quando si voglia avvalorare od escludere una correlazione cronostratigrafica di interesse cruciale.

A parità delle altre condizioni l'incertezza sulle misure è andata significativamente diminuendo nel tempo per miglioramenti tecnico-strumentali; essa aumenta comunque all'aumentare dell'età del reperto (a causa della progressiva disintegrazione del  $^{14}\text{C}$  inizialmente presente). Si badi che questi aspetti vanificano ogni discussione di età  $^{14}\text{C}$  che non tenga conto dell'errore.

Dato che spesso si osserva un uso improprio dei termini "datazione radiocarbonio convenzionale" e "datazione radiocarbonio AMS" conviene definire univocamente tale terminologia. Va precisato che in entrambi i casi si tratta di datazioni convenzionali di medesimo significato e valore, per le quali valgono le stesse convenzioni (es.: costante di decadimento del  $^{14}\text{C}$ , costanza del livello di  $^{14}\text{CO}_2$  troposferica nel tempo, normalizzazione del rapporto  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  al valore di  $\delta^{13}\text{C}$  di -25‰: si veda ad esempio GUPTA & POLACH, 1985).

La sola differenza consiste nella diversa tecnica (rivelazione degli eventi di decadimento per spettrometria  $\beta^-$  in scintillazione liquida ovvero con contatori proporzionali a gas e misura diretta del rapporto  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  per spettrometria di massa ad alta energia nel caso del metodo detto appunto AMS) di determinazione del  $^{14}\text{C}$  nel materiale in studio.

Stante la dipendenza della natura dei materiali datati con il significato delle età  $^{14}\text{C}$  che si misurano, una discussione appropriata di queste ultime non può prescindere dalla classificazione e caratterizzazione dei materiali stessi. In questa sede i campioni datati sono classificati in tre grandi gruppi, due dei quali necessariamente di carattere operativo. Questi ultimi due comprendono tanto le "argille organiche" che le "torbe argillose". Il primo termine, entrato da tempo nella terminologia  $^{14}\text{C}$ , indica tutta una congerie di materiali che, costituiti da matrice minerale argilloso/siltosa, contengono variabili (raramente eccedenti qualche unità %) quantità di materia organica *l.s.*. Questa, per effetto della

diagenesi si ritrova dispersa nella matrice minerale sotto forma di una grande varietà di composti molecolari/macromolecolari, in diverse fasi di modificazione, e che comunque, tanto per composizione che caratteristiche, non sono più riconducibili alla specifica biomassa animale/vegetale da cui derivano.

In tali materiali si attivano interazioni chimico-fisiche tra la "fase organica" e quella minerale, la cui intensità dipende tra l'altro dalla granulometria della frazione minerale e dalla natura delle micelle colloidali, con il risultato di aumentare la persistenza nel tempo della sostanza organica. In pratica si dice che la materia organica in questa forma è fissata dalla "trappola geochimica" rappresentata dalle micelle colloidali e le ulteriori trasformazioni a cui va incontro (diagenesi secondaria) possono addirittura comportare un arricchimento relativo in carbonio a seguito della perdita selettiva di azoto ed ossigeno dai composti organici inizialmente presenti.

In questi contesti, impermeabili all'acqua ed all'atmosfera, l'ossigeno disponibile è in breve consumato dai processi redox, determinandosi una caduta del potenziale di ossido-riduzione, quindi si instaurano condizioni anossiche che ulteriormente concorrono a preservare nel tempo la materia organica. La diminuzione del potenziale redox può essere tale da comportare, con la mediazione dei solfobatteri, anche la riduzione dello  $S^{+6}$  (dall'iniziale  $SO_4^{-2}$  presente nelle acque interstiziali) a ione solfidrico ( $S^{-2}$ ), onde la presenza occasionale di solfuri in questo tipo di sedimenti.

La maggiore incertezza del significato delle età  $^{14}C$  fornite dal carbonio presente nelle "argille organiche" si origina proprio per l'impossibilità di attribuirne una origine certa, tanto in termini di progenitore/i della materia organica residuale che di singenticità con la deposizione del sedimento che la contiene. In altre parole, trattandosi di materia organica dispersa priva di caratteri peculiari ed indistinguibile da quella ubiquitaria in qualsivoglia suolo, paleosuolo e/o deposito sedimentario organico precedente, non vi è garanzia di datare effettivamente "l'argilla organica" campionata.

Quando questa risulta "sigillata" da copertura impermeabile è ragionevole escludere apporti organici post-deposizionali e pertanto, con buon rigore scientifico, le età ottenute possono essere considerate un valido termine cronologico *post-quem*. Viceversa, volendo assumere l'età risultante come rappresentativa della deposizione "dell'argilla organica" datata, deve essere ben chiaro che si ammette implicitamente che formazione della materia organica ed il pervenire al sedimento che la contiene siano stati processi coevi.

Il secondo tipo di materiali definito operativamente è quello delle torbe argillose che si distinguono dalle argille organiche per contenere residui riconoscibili di materiale riconducibile a forme anche imprecise di vegetazione, indipendentemente dalla loro abbondanza e dimensioni. Tali presenze possono essere rappresentate da particelle filamentose (biomassa

vegetale lacustre/palustre o di terraferma), impronte di resti vegetali delimitate da un film di colore bruno o marrone all'interfaccia con il sedimento inglobante, noduli e/o lenti di colore bruno/nero, risolvibili in torba s.s. compattata o comunque contenenti elementi anche submillimetrici di detrito vegetale.

Le presenze di cui sopra nel corso della diagenesi secondaria si alterano unificandosi e i prodotti di neoformazione in genere si presentano distribuiti in una plume di dispersione con origine nella posizione del materiale unificato. La persistenza e la dispersione della materia unica generatasi (del tutto indistinguibile da quella che si ritrova nelle argille organiche) è governata tanto dai locali parametri chimico-fisici che dalle caratteristiche mineralogiche e meccaniche della matrice minerale. In ogni caso si ha la ragionevole evidenza che in questi materiali anche la componente organica dispersa è di origine autoctona ed auspicabilmente di origine sincrona a quella dell'accumulo del sedimento che la contiene. E' pertanto ovvio il motivo per cui le età  $^{14}\text{C}$  misurate per questi materiali godano di maggiore significatività che non quelle fornite dalle argille organiche.

L'ultimo gruppo di materiali di cui si riportano i risultati della datazione include reperti prontamente riferibili (in base alla struttura od altre caratteristiche univoche) a parti legnose di vegetazione arbustiva/arborea. Presentano elevata variabilità di dimensioni, durata del ciclo di vita e grado di alterazione, quest'ultimo tanto per degradazione chimica che per fluitazione. In principio sono i materiali che meglio possono approssimare l'età dell'aggradazione dei sedimenti che li contengono (in genere l'effetto di "invecchiamento apparente" corrispondente all'età del vegetale progenitore al momento del seppellimento è trascurabile).

Tuttavia, salvo i casi di reperti *in situ* (ad es. resti di vegetazione radicata e/o in posizione fisiologica) ed eventualmente di quelli che mancano di evidenti e severi danneggiamenti imputabili al trasporto, le età ottenute vanno sempre considerate insieme alle evidenze di campagna per escludere la possibilità che il reperto provenga dall'erosione di corpi sedimentari di precedente deposizione.

Due ulteriori aspetti, quali il processamento dei materiali che precede la datazione e la conversione (calibrazione) delle "età convenzionali radiocarbonio" in età calendario, è bene siano considerati in ogni discussione delle letture  $^{14}\text{C}$ .

Il pretrattamento meccanico e chimico include la serie di manipolazioni dirette alla rimozione selettiva delle forme di carbonio minerali ed organiche che non sono affidabili in cronologia radiocarbonio in quanto, anche solo potenzialmente, di non sicura derivazione dal materiale originariamente deposto. Questo approccio si rende necessario per allontanare quantitativamente quelle forme chimiche del carbonio la cui origine possa essere collegata a



precursori geochimicamente mobili e pressoché ubiquitari (quindi alloctoni, non appartenenti al primitivo materiale), tanto minerali (es.: carbonati precipitati da acque circolanti) che organici (es.: composti umici solubili). Ne risulta che il pretrattamento comporta perdite, di entità variabile a seconda del tipo di materiale e del suo stato di conservazione, anche di alcune forme di carbonio in realtà rappresentative del campione: questo perché la rimozione discrimina tra classi di composti del carbonio indipendentemente dalla loro origine.

Da quanto sopra deriva che al termine del pretrattamento chimico le forme di carbonio residuali (e quindi anche il rapporto  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) potranno differire a seconda del protocollo procedurale adottato. Solo per materiali quali legno, carbonizzato o meno, e torbe s.s., quando il loro stato di conservazione lo permette, il pretrattamento chimico è standard (lisciviazione sequenziale con HCl-NaOH-HCl). Tale procedura, eliminando del tutto il carbonio minerale e le classi di composti organici acido- ed alcali-solubili, fornisce preparati la cui datazione fornirà età tra loro confrontabili. Questo in quanto il rapporto  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  risultante (quindi l'età) è costantemente quello del carbonio di pochi, stabili e definiti composti (es.: lignina, cellulosa).

Diverso il discorso per materiali quali argille organiche ed argille più o meno torbose. In questo caso la mancanza di accordo sulla procedura di pretrattamento lascia spazio ad una diversificazione che può tradursi nel datare preparati, anche del medesimo materiale, che possono fornire età anche sensibilmente diverse a seconda dello schema di pretrattamento chimico impiegato. La spiegazione di ciò risiede nella natura, origine, significato e comportamento geochimico delle frazioni di sostanza organica effettivamente utilizzate per la datazione, in quanto non rimosse dai trattamenti chimici, tra quelle inizialmente presenti nel campione. Al riguardo, gli approcci da parte dei vari laboratori  $^{14}\text{C}$  possono essere i seguenti.

- a. Idrolisi, in diverse condizioni, con HCl a varie concentrazioni: ciò comporta la decarbonatazione, l'allontanamento della classe operativa di composti organici detti acidi fulvici e di quanto si rende solubile per idrolisi di frazioni di materia umica a peso molecolare più elevato. Il carbonio organico residuo, utilizzato per la datazione, sarà essenzialmente quello della materia organica più refrattaria (operativamente: umine) e degli acidi umici (liberi ed adsorbiti) da cui sono stati rimossi alcuni gruppi funzionali.
- b. Idrolisi, in genere più blanda della precedente, seguita da lisciviazione alcalina per estrarre la componente degli acidi umici *l.s.* (tanto liberi che debolmente adsorbiti) dal materiale. Questa frazione recuperata e purificata viene utilizzata per la datazione.
- c. Idrolisi con HCl e lisciviazione alcalina esaustiva per la rimozione di carbonati, acidi fulvici ed umici comunque presenti. Permane nel residuo la sola frazione di sostanza organica più refrattaria (maggiormente

stabilizzatasi nel corso della diagenesi secondaria) che viene utilizzata per la datazione.

In uno studio precedente, chi scrive ha datato in parallelo le tre frazioni sopra elencate, preparandole a partire da una sequenza stratigrafica di alcuni livelli umificati intercalati nelle piroclastiti tardo-quadernarie dell'isola di Procida (CALDERONI *et alii*, 1989). Il risultato fu che ciascun livello forniva età  $^{14}\text{C}$  diverse a seconda della frazione di materia organica utilizzata mentre per tutti i livelli si osservava costantemente un *trend* di invecchiamento delle età dalla frazione (a) verso la (c), con differenze via via crescenti con età (e posizione stratigrafica) dei livelli stessi. Si è concluso che le età più vecchie, fornite dalla frazione (c) più stabile e refrattaria, erano quelle che meglio approssimavano l'inizio della pedogenesi o comunque del processo di *input* di materia organica dispersa al sedimento.

Sebbene per una serie di motivi (CALDERONI & TURI, 1998) le età  $^{14}\text{C}$  su materia organica dispersa debbano essere considerate "età apparenti", è ragionevole che quelle misurate sulla frazione maggiormente stabile e quindi a turnover rallentato forniscano termini "*post-quem*" più rappresentativi della deposizione dei corpi sedimentari datati.

A fronte di queste evidenze, presso il Laboratorio radiocarbonio di Roma i materiali contenenti forme di carbonio organico disperso sono processati secondo lo schema di pretrattamento chimico (c) e pertanto le età misurate assumono il significato sopra esposto.

Un'età radiocarbonio cessa di essere convenzionale dopo calibrazione, quando cioè, corretta per le fluttuazioni secolari della produzione primaria di  $^{14}\text{C}$ , diviene un'età appunto calibrata (o calendario). Una età calibrata è, di regola, riportata come intervallo temporale anziché come valore centrale seguito dall'errore: ovviamente quest'ultimo non solo non scompare ma si incrementa a causa della propagazione di quello da cui sono affetti i dati (sperimentali) impiegati per la calibrazione stessa. L'intervallo calibrato va considerato tal quale, ricordando che qualsivoglia età spazzata dall'intervallo ha le stesse probabilità (68,2 o 95,4% a seconda del criterio statistico adottato) di corrispondere all'età "vera".

Anche la calibrazione, ed i risultati che essa fornisce, meritano di essere esplicitati. La necessità di questa pratica data indietro ai tempi pionieristici della cronologia  $^{14}\text{C}$ , da quando cioè fu rilevato che l'assunto operativo di Libby (LIBBY, 1955) circa la invariabilità del livello di  $^{14}\text{CO}_2$  nella troposfera non era ulteriormente sostenibile. In pratica a causa delle fluttuazioni secolari, indotte da varie cause, della produzione del radioisotopo cosmogenico si possono avere discrepanze, di ampiezza variabile a seconda del momento di origine del reperto, tra l'età  $^{14}\text{C}$  convenzionale misurata e quella "vera" (=calendario).

La possibilità di effettuare una propria correzione è stata offerta da *proxy indicators* che hanno registrato la concentrazione, nei tempi trascorsi, della  $^{14}\text{CO}_2$  troposferica. Questi, inizialmente rappresentati dagli anelli di accrescimento annuale di alberi millenari ed in vita, per confronto delle età dendrocronologiche e radiocarbonio, hanno fornito il *data base* di correzione per gli ultimi 4.000 anni circa.

Successivamente, utilizzando tronchi fossili ed embricandone, con rigorosi criteri statistici, i *pattern* di accrescimento annuale a quelli precedentemente ricavati da alberi in vita, la calibrazione (sempre quindi basata sul confronto tra età dendrocronologica ed età  $^{14}\text{C}$ ) è stata estesa a 10.000 anni circa dal presente, con una risoluzione in parte annuale e decadale per il periodo più antico. La successiva estensione, fino agli attuali 22.000 anni circa, ha utilizzato altri tipi di *proxy indicators*, essenzialmente coralli marini, datati con altri metodi isotopici.

Ne deriva che quest'ultima estensione della calibrazione non può competere con le precedenti né in risoluzione (sono ancora relativamente poche le datazioni comparative  $^{14}\text{C}$  ed U/Th) né in affidabilità, dato che alla dendrocronologia si è sostituito un metodo di datazione isotopico affetto da incertezze intrinseche. Pertanto, discutendo in termini di età calibrate, ogni conclusione circa sincronismi/diacronismi di corpi e/o eventi geologici deve tenere conto del proxy dal quale derivano i dati di calibrazione.

PROGETTO  
CARG

## XII - I SUOLI

(a cura di S. Barbieri, G. Michelutti, S. Zanolla)

I suoli sviluppatisi nel territorio compreso nel Foglio “San Vito al Tagliamento” possono essere ricondotti ad alcune tipologie principali, che vengono qui descritte con particolare attenzione ai loro caratteri peculiari ed ai processi che hanno portato alla loro formazione.

Specifiche condizioni morfologiche e climatiche, unite all’interazione con la componente biotica, hanno favorito lo sviluppo di differenti processi pedogenetici che hanno originato le caratteristiche dei suoli. I suoli che oggi possiamo osservare sono il prodotto dell’alterazione, avvenuta nel corso del tempo, sui diversi materiali di partenza.

Nella descrizione si è seguita la suddivisione del territorio in sintemi. Per i sintemi maggiormente estesi vengono descritti più suoli in ragione della variabilità esistente nell’ambito del sintema stesso. Le informazioni pedologiche utilizzate nella presente nota sono tratte dai recenti lavori dell’Ufficio del suolo dell’ERSA (MICHELUTTI *et alii*, 2003; BARBIERI *et alii*, 2005).

### 1. - SUOLI DEL SINTEMA DI VIVARO

La porzione di alta pianura del Cellina interessata dai depositi del *sintema di Vivaro* che ricade nel Foglio “San Vito al Tagliamento” è di estensione ridotta ed è caratterizzata dalla presenza di suoli moderatamente profondi in cui

granulometria grossolana e natura fortemente carbonatica dei materiali parentali hanno limitato gli effetti dell'azione pedogenetica.

Gli orizzonti superficiali e sottosuperficiali di colore bruno, a tessitura franca, con presenza di scheletro abbondante già in prossimità della superficie (*episkeletic*), risultano solo parzialmente decarbonatati. È più evidente la rubefazione, che fa assumere a questi suoli le tonalità rossastre, indicatrici della presenza di ossidi di ferro liberatisi per alterazione dei silicati. Si può riconoscere, pertanto, un orizzonte sottosuperficiale *cambico* moderatamente sviluppato, con alterazione a volte solo parziale o di spessore ridotto. Il substrato, rappresentato da ghiaie sabbiose poco o per niente alterate, si rinviene a profondità inferiore al metro e talvolta anche entro 50 cm dalla superficie. I caratteri descritti consentono di classificare il suolo come appartenente agli *Episkeleti-Calcaric Cambisols* (FAO, 1998).

## 2. - SUOLI DEL SINTEMA DI SPILIMBERGO

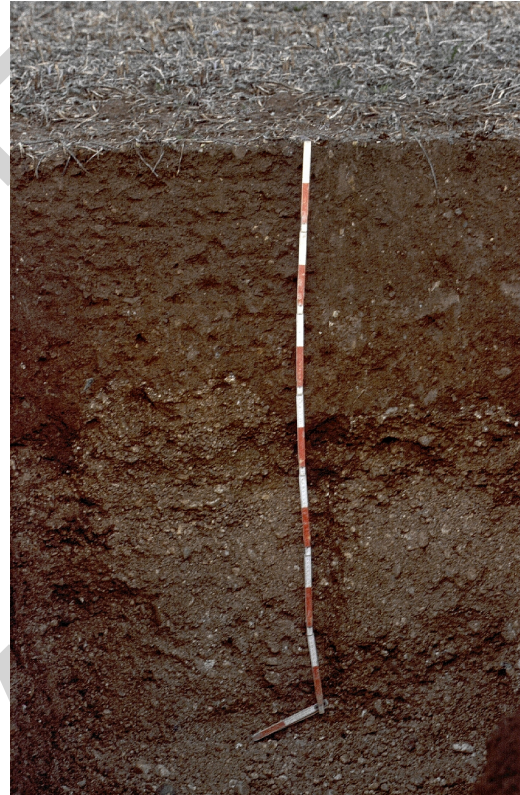
I suoli formati sulle superfici interessate dai depositi del *sintema di Spilimbergo* si differenziano notevolmente passando dall'alta pianura, ove i materiali sono prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi, alla porzione di bassa pianura immediatamente a valle della fascia delle risorgive, caratterizzata da alcuni dossi ghiaioso-sabbiosi e in prevalenza da depositi di piana con granulometria più fine (limoso-argillosa).

Nella porzione all'estremità nord-orientale del Foglio, i suoli presentano un orizzonte superficiale di colore bruno, a tessitura franca o franco-limosa con scheletro frequente.

Nell'orizzonte sottosuperficiale di alterazione (*orizzonte cambico*) vi sono evidenze del fenomeno di rubefazione che fa assumere a questi suoli le tonalità rossastre (*chromic*), indicatrici della presenza di ossidi di ferro. Il substrato, rappresentato da ghiaie sabbiose poco o per niente alterate, si rinviene a profondità inferiore al metro (*skeletal*). I caratteri descritti conducono a classificare il suolo come appartenente ai *Chromi-Skeletal Cambisols* (FAO, 1998).



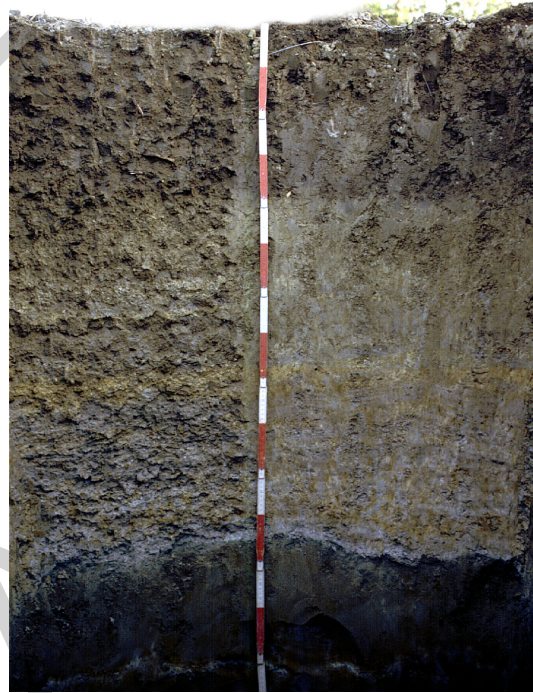
*Fig. 41 – Episkeleti-Calcaric Cambisol..*



*Fig. 42 - Chromi-Skeletal Cambisol.*



*Fig. 43 – Cutanic Luvisol.*



*Fig. 44 - Hypercalci-Gleyic Calcisol.*



In associazione a questi, vi sono suoli in cui lo spessore interessato dalla pedogenesi è modesto ed in cui la lavorazione ha ripetutamente rimescolato l'intero solum fino al substrato, che si rinviene a poca profondità (entro 40-50 cm); si è avuta così l'obliterazione dell'orizzonte cambico e si può individuare solamente un orizzonte superficiale di colore bruno rossastro, a tessitura franca e con abbondante presenza di scheletro che risulta parzialmente decarbonatato. Questi suoli rientrano pertanto negli *Episkeleti-Aric Regosols* (FAO, 1998).

In destra Tagliamento (tra Arzene, Orcenico e Casarsa della Delizia), nella parte più vicina alla fascia delle risorgive appartenente al *subsistema di Remanzacco*, i suoli che si sono sviluppati sulle ghiaie presentano un profilo mediamente evoluto.

L'orizzonte superficiale di colore bruno o bruno scuro, a tessitura franco-limoso e con scheletro scarso, è ben decarbonatato. L'azione pedogenetica si è protratta per un tempo sufficientemente lungo da consentire il processo di illuviazione delle argille il cui accumulo, riscontrabile nell'orizzonte sottosuperficiale (*orizzonte argico*), è reso evidente dalla presenza delle pellicole sugli aggregati di suolo. Le caratteristiche descritte portano a classificare questi suoli come *Cutanic Luvisols* (FAO, 1998).

Le superfici più antiche della porzione distale del *megafan* che rientrano in larga misura nel *subsistema di Canodusso*, sono invece caratterizzate da deposizioni più fini che hanno dato origine a suoli profondi e soggetti a condizioni di saturazione idrica temporanea in relazione alle oscillazioni stagionali della falda. Queste condizioni sono evidenziate dalla presenza di screziature grigiastre e giallo-rossastre (*caratteri gleyici*) che indicano la riduzione, migrazione e riossidazione del ferro lungo il profilo.

L'orizzonte superficiale, di colore bruno oliva, ha tessitura franco-limoso-argillosa o franco-argillosa, è privo di scheletro e presenta un buon grado di decarbonatazione rispetto agli orizzonti sottostanti, caratterizzati dall'accumulo di carbonati secondari sotto forma di concrezioni (*orizzonte calcico*): il fenomeno è dovuto alla solubilizzazione e successiva rideposizione dei carbonati in seguito all'alternarsi della percolazione e della risalita capillare dell'acqua. Il substrato, costituito da argille e limi, presenta marcati caratteri di idromorfia. In base alle caratteristiche descritte, i suoli possono essere classificati come *Hypercalci-Gleyic Calcisols* (FAO, 1998).



*Fig. 45 – Gleyic Calcisol.*



*Fig. 46 - Gleyi-Fluvic Cambisol.*



*Fig. 47 – Gleyi-Fluvic Cambisol.*



*Fig. 48 - Calcari-Mollic Gleysol.*

Sempre nella porzione distale del *megafan*, in particolare nel settore sud-occidentale del Foglio (tra Pravidomini e Azzano Decimo), in corrispondenza delle incisioni prodotte dal reticolo idrografico costituito dai corsi d'acqua di risorgiva si sono sviluppati dei suoli simili a quelli precedentemente descritti ma con un maggior grado di idromorfia.

Anche in questi suoli, al di sotto dell'orizzonte superficiale ben decarbonatato e a tessitura franco-limoso-argillosa, è presente un orizzonte in cui è visibile l'accumulo di carbonati secondari. Ancor più evidenti, invece, i caratteri idromorfi con colore del substrato sui toni grigi che denotano la prolungata permanenza di un ambiente riducente dovuto alla presenza dell'acqua. Questi suoli rientrano nei *Gleyic Calcisols* (FAO, 1998).

### 3. - SUOLI DEL SINTEMA DEL PO

I suoli del sintema del Po presentano caratteristiche molto diverse. Le porzioni più vicine alle aste dei corsi d'acqua principali, presentano suoli poco evoluti i cui materiali di partenza sono prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi. Sedimenti sabbiosi e limosi costituiscono il materiale parentale delle aree di transizione, mentre nella bassa pianura diventano più comuni i substrati ghiaiosi alternati a materiale più fine, localmente arricchito di sostanza organica in corrispondenza della paleoidrografia.

Gli alvei abbandonati tardoglaciali del Tagliamento che si trovano a ovest di Casarsa della Delizia e di San Vito al Tagliamento e appartengono all'*unità di Malamocco*, sono caratterizzati dalla presenza di ghiaie e ghiaie sabbiose su cui si sono sviluppati suoli mediamente evoluti.

L'orizzonte superficiale di colore bruno grigio scuro ha tessitura franco-limoso-argillosa o argilloso-limoso con scheletro comune o frequente ed è ben decarbonatato. L'orizzonte sottosuperficiale presenta una moderata alterazione con debole variazione di colore, parziale decarbonatazione e moderata aggregazione dovuta anche alla presenza dello scheletro; il substrato ghiaioso si incontra entro il metro dalla superficie. L'irregolare variazione del contenuto in carbonio organico lungo il profilo, legata a fenomeni di deposizione succedutisi nel tempo, e le screziature in toni grigi o rossastri legate alla temporanea saturazione idrica contribuiscono a classificare questi suoli come *Gleyi-Fluvic Cambisols (Skeleti)* (FAO, 1988).

Nell'ambito della fascia delle risorgive, in sinistra idrografica del F. Meduna tra Arzene, Zoppola e Orcenico e in destra idrografica tra Cordenons e Borgo Meduna, si sono sviluppati suoli che presentano un orizzonte superficiale di

colore bruno oliva chiaro a tessitura franco-limosa e privo di scheletro, parzialmente decarbonatato.

L'orizzonte sottosuperficiale è solo moderatamente pedogenizzato; sono deboli sia la decarbonatazione, sia la variazione di colore, moderato il grado di aggregazione; si tratta perciò di orizzonti di alterazione (*cambici*) poco espressi. La variazione irregolare del contenuto in carbonio organico lungo il profilo indica un'alternarsi di successive deposizioni di materiali (*caratteri fluvici*). Sono visibili entro il metro di profondità screziature di colore grigiastro e giallo-rossastro che indicano l'oscillazione stagionale della falda e il conseguente alternarsi di periodi di saturazione idrica e di assenza d'acqua libera (*caratteri gleyici*). Questi suoli rientrano pertanto nei *Gleyi-Fluvic Cambisols* (FAO, 1988).

Suoli simili ai precedenti, ma caratterizzati da un più basso tenore in carbonati in profondità dovuto esclusivamente al materiale di partenza di provenienza tilaventina, si rinvencono tra San Vito al Tagliamento e Bagnarola, tra Cordovado e Teglio Veneto e tra Ramuscello e Morsano al Tagliamento.

In corrispondenza dell'ampia depressione tra Morsano al Tagliamento e Alvisopoli, in cui affiorano depositi essenzialmente fini, vi sono suoli caratterizzati dall'elevato contenuto in sostanza organica che conferisce all'orizzonte superficiale a tessitura franco-limoso-argillosa e privo di scheletro, un colore grigio molto scuro (*orizzonte mollico*).

L'orizzonte sottosuperficiale è parzialmente decarbonatato e presenta un moderato grado di aggregazione, caratteristiche che consentono di riconoscere un orizzonte di alterazione (*cambico*) poco espresso. Le evidenze del prolungato ristagno dell'acqua, date dai colori grigiastri della matrice e dalla presenza di screziature giallo-rossastre (*colori gleyici*), sono visibili già nell'orizzonte sottosuperficiale e, assieme alle altre caratteristiche descritte, portano a classificare i suoli come *Calcari-Mollic Gleysols* (FAO, 1988).

I suoli che si riscontrano tipicamente nei depositi tardo-olocenici del Tagliamento, che appartengono al *sintema del Po*, sono mediamente sottili e poco sviluppati. La pedogenesi ha interessato solamente l'orizzonte superficiale, che si differenzia solo debolmente dal substrato, costituito da ghiaie pressoché inalterate.

L'orizzonte superficiale, interessato dalle lavorazioni, presenta tessitura franco-sabbiosa con scheletro frequente o abbondante; una maggior quantità di sostanza organica, che conferisce un colore leggermente più scuro, ed una debole decarbonatazione sono i caratteri che lo distinguono dagli strati sottostanti. La presenza di scheletro, poco o per nulla alterato, è abbondante già



*Fig. 49 –Skeleti-Calcaric Regosol.*



*Fig. 50 - Gleyi-Fluvic Cambisol.*

a debole profondità (*episkeletic*). La reazione è subalcalina o alcalina già in superficie a causa della consistente presenza di carbonati (*calcaric*). Il limitato sviluppo dell'azione pedogenetica in questi suoli, unitamente alle caratteristiche descritte, indica la loro appartenenza agli *Skeleti-Calcaric Regosols* (FAO, 1998).

I suoli che si rinvencono in corrispondenza dei depositi olocenici grossolani del Cellina e del Meduna sono simili per molte caratteristiche a quelli descritti per il Tagliamento. Si distinguono da questi ultimi per il più elevato contenuto in carbonati, in superficie ed in profondità, dovuto al diverso bacino di provenienza dei materiali, per la più elevata pietrosità superficiale e per le maggiori dimensioni dello scheletro.

#### 4. - SUOLI DELLE UNITÀ UBIQUITARIE

Nei suoli formati sui depositi alluvionali delle bassure occupate dai fiumi di risorgiva come il Reghena, il Sile e lo Scolo Arcon, sono riconoscibili, lungo il profilo, le successive deposizioni di materiali relativamente recenti; ne è indice il contenuto in carbonio organico che varia irregolarmente lungo il profilo, mantenendosi su valori elevati anche in profondità.

L'orizzonte superficiale bruno grigiastro scuro, a tessitura franco-limoso-argillosa o argilloso-limosa e generalmente privo di scheletro, è ben decarbonatato, come l'orizzonte sottosuperficiale di alterazione (*orizzonte cambico*), che si differenzia così abbastanza chiaramente dal substrato. Sono ben visibili, entro il metro di profondità, le screziature grigiastre e giallo-rossastre che denotano le condizioni di saturazione idrica temporanea dovute all'oscillazione stagionale della falda. I suoli descritti rientrano, pertanto, nei *Gleyi-Fluvic Cambisols* (FAO, 1988).

PROGETTO  
CARG



### **XIII - EXTENDED ABSTRACT**

#### **1. - GEOLOGICAL SETTING, SUBSURFACE ARCHITECTURE AND EVOLUTION**

In the present cinematic framework of Alps-Appennines system, the area of the “San Vito al Tagliamento” Sheet is located in the foreland of the Eastern Southalpine Chain (ESC).

The ESC develops from the Schio-Vicenza fault in the west to the Idrija system located at the boundary between NE Italy and W Slovenia. Towards the north the ESC is disjoined from the Austroalpine nappes by the Periadriatic lineament. The foreland includes almost the whole Veneto-Friuli plain and the Adriatic offshore.

The ESC belongs to the Southalpine Chain that is a back thrusting fold-and-thrust system as regard the Alpine chain and is part of the northern sector of the Adriatic microplate.

The thrust sheets of the ESC are arranged with imbricate fan geometry and fault propagation folding and fault bend folding were the typical mechanisms of deformation. Activity of the main thrust fronts of the ESC migrated southwards and the younger more external thrusts are found along the foothills of the mountain range, or buried in the plain, as in the Friuli plain.

The ESC foreland records a long succession of sedimentary, magmatic and tectonic events. They have been pointed out by oil exploration drillings and geophysical analyses made by AGIP during the second half of the XX<sup>th</sup> century.

At a regional scale the magnetic basement dips northwards, showing the foreland underthrusting below the Eastern Southalpine front.

During the whole Jurassic and Cretaceous time span, the main paleogeographic feature was represented by the Belluno Basin (BB) – Friulian Carbonate Platform (FCP) system. This started during the Lias in an extensional and transtensive environment, caused by Tethys basins spreading. The Sheet lays completely inside the FCP. In Figg. 3 and 4 the edge of the FCP is projected on the surface. It is an “average” position referred to Upper Cretaceous, because the edge, stratigraphically defined by AGIP drillings, had been interested by several progradations and backstepping. Its characteristic step-shape evidences in plan the BB-FCP system layout in a tectonic framework dominated by extensional NW-SE faults split up by strike-slip or transtensive NE-SW faults (faults trends are related to the actual co-ordinates). The Jurassic- Cretaceous evolution caused a FCP overall thickness of roughly 4 km. During the Upper Cretaceous the BB reached the paleobathymetry of 1200 m and during the Paleogene the basin was filled by hemipelagic, torbiditic and deltaic deposits.

During the WSW-verging migration of the External Dinarides thrust-belt (Upper Cretaceous – Middle-Upper Eocene), that extends from W-Slovenia as far as the Dolomite region, the area of the Sheet was located in the peripheral bulge of the Dinaric chain. The yo-yoing of the FCP has been pointed out by several oil exploration drillings in the plain and field data from the Carnian and Julian Prealps. The process started with a general but diachronic uplift, from the Maastrichtian to the Lower Paleocene, that caused the FCP extinction, subaerial erosion and karst formation.

After the surfacing, the Dinaric foredeep strongly flexurated eastwards because of the WSW migration of the Dinaric front: during middle Paleocene – lower Eocene the north-eastern portion of the FCP close to the thrust belt drowned.

The bathyal bathymetry allowed the accumulation in this area of almost 1000m thick hemipelagite with *Scaglia Rossa Friulana* breccias and *Clauzetto flysch* turbidites of Selandian-Ypresian and Ypresian respectively.

The part of the Sheet located marginally from the outer Dinaric front (*Palmanova thrust* Auct.) wasn't interested by paleogenic terrigenous sedimentation. The central-western part of the FCP was in sub-aerial condition not only during the latest Dinaric event (Middle-Upper Eocene) but also during the Oligocene.

Since the Upper Oligocene, the wedging of the Adriatic plate below the Alpine system and the synchronous dextral strike-slip movement along the Periadriatic lineament caused the formation of a SSE-verging thrust and fold chain in the Eastern Southern Alps.

The Miocene- Quaternary tectonic-sedimentary evolution in the study area has been interested by two polyphasic contraction events.

1. Insubric event, from Upper Oligocene to Langhian;
2. Neopalpine event, from Serravallian to Present.

1) During the Insubric event, the Veneto-Friuli region were located in a distal foreland, with a peripheral bulge initially located across the nowadays shore. The topographic load driven by far alpine uplift, witnessed by abundance in amphibolite metamorphic facies clasts of the arenites, caused a very weak crustal flexure.

The foreland slowly spread towards SSW so that the Cavanella Group thin terrigenous-carbonate platforms reached the nowadays shoreline only during the Burdigalian, sealing the older Oligocene topography with hundreds of meters thick deposits in the piedmont area and only tens of meters in the area of Udine Sheet.

The A-A' geologic section pinpoints the thickening of the Cavanella Group clastic wedge northwards and the crustal flexure in the same direction, actually this is the result of both the tectonic events.

2) During Serravallian-Present time span in the Eastern Southalpine Chain two main tectonic phases can be detected:

a) the first one, from Serravallian to Messinian is the most important both for the structural effects (in the mapped area  $\sigma_1 = \text{NNW-SSE}$ ) and for the depocenter created in the Southalpine foreland. The SSE fast growing of the ESC created a foredeep with the depocenter in the eastern Veneto-Friuli plain. The relative clastic wedge, more than 3 km thick, grew thinner quickly towards the Adriatic shoreline (225 m in the Cavanella 1 core). In the mapped area (A-A' geologic section) the thickness varies from 850 to 500 m; the flexure toward NNW during the Upper Miocene is estimated of  $5-6^\circ$ , with a peripheral bulge located in the present shoreline.

Clast petrography, rich of carbonates, indicates a proximal source area of Southalpine pertinence.

In the area of the Sheet and of the nearby 065 "Maniago", the seismic lines evidence important erosive effects connected with the Messinian Salinity Crisis; this created continental environment along the wholly Veneto-Friuli region, with widespread erosive processes and the layout of a main paleodrainage in a NE-SW direction.

From the regional reconstruction the clear depression located in the northern segment of the A-A' geologic section could be ascribed to the PaleoTagliamento. The river flew out near Osoppo (UD), whereas it joined with the PaleoPiave near Oderzo (TV). This latter flew from the northern Dolomitic region through Fadalto and Vittorio Veneto (TV).

b) The second phase, from Pliocene to Present, appears less marked for its tectonic-sedimentary effects. In the Friuli area it is characterised by  $\sigma_1$  ranging from NNW-SSE to NNE-SSW from west to east. This is connected with the foreland wedge shape that sinks below the eastern Southalpine front and it is corroborated by the minor seismicity.

Towards the end of the Lower Pliocene the Messinian fluvial net drove the sea ingression along the Veneto-Friuli region, with silty and sandy proximal-marine sediments afterwards deltaic. The ingression was facilitated by the SW flexure of the Southalpine foredeep because of the NE migration of the north-Appenninic thrust belt that coincided with one of the main deformation phase of this chain.

Since that time the Southalpine foredeep has been shared between the two Chains. The tectonic load of the ESC Plio-Quaternary front doesn't reach the mapped area, as the isobath trend towards SW, drawn in the geologic Sheet, suggests.

Particularly, the flexure towards SE of the Veneto-Friuli crust caused a peripheral bulge in the Venetian lagoon during the Lower Pliocene, successively with its sinking epibathyal condition took place. The seismic lines show distinctly the onlap of the Pliocene successions towards NE in the Venetian subsurface and in the relative Adriatic offshore.

The onlap style migration and the pinch out towards NE of the marine and continental successions went on during the Pleistocene: particularly, in the mapped area the bottom of the Quaternary deposits varies from 760 to 260 m from the s.l. respectively from SW to NE. Moreover the Northern Apennine tectonic load was estimated to produce more than half of the total subsidence of the Venetian area during the Pleistocene.

## 2. - GEOMORPHOLOGIC SETTING AND QUATERNARY EVOLUTION

On the surface this part of the Friulian plain has been built during the Latest Quaternary by the alluvial sedimentation of Tagliamento River and Cellina and Meduna Streams. They deposited their sediments in a broad area because of their frequent avulsions, creating wide sedimentary bodies with typical fan morphology. The system of Tagliamento River spreads from the Prealps foothills to the coast and it is definable as alluvial *megafan*, whereas Cellina and Meduna systems are less broad and they could be defined as alluvial fans.

The systems quoted above are internally very differentiated lengthways: in each fan or *megafan* from the apex to the distal parts a decreasing of the gradient, nevertheless the decreasing of grain size, are perceptible. This differentiation concerns the channel morphology and the sedimentary facies:

Tagliamento River and Meduna Stream have wide gravel-bed braided channels; downstream the channel becomes single, at first with river islands then with meanders. In the final segment the channel becomes hanging with fluvial levees in relief.

The complex distinction of the depositional systems allows distinguishing two different physiographic areas, namely “piedmont plain” and “low plain”; the “resurgence belt” divides them. The latter is 5-7 km wide, from up to downstream, and it is made by an alignment of springs, nowadays remarkably reduced by human activities.

The water pouring from the “resurgence belt” creates a network of streams whose path is positioned itself along pre-existing hollows; particularly the biggest resurgence rivers, namely Lemene, Reghena, Sile and Fiume, flow along hollows or single paleochannels previously made by Tagliamento and Meduna riverbeds.

Tagliamento *megafan* and Cellina and Meduna alluvial fans are characterised by several depositional lobes that make as whole the geomorphological structure. Basically a telescopic framework makes these systems: the downstream younger sedimentary bodies joined at the apex the elder ones.

The geological survey made for the present project let to reconstruct a clear and detailed geologic evolution of the area of the Sheet, from the LGM onwards. The reconstruction becomes doubtful as regards the evolution before the LGM, because of the complete burying of the older deposits and for the lack of available chronostratigraphic data.

During the maximum glacial advance, at 25-18 <sup>14</sup>C ka BP (30-21 cal ka BP), the glaciers flew down along the entire Tagliamento valley and partially along Cellina and Meduna ones. The Friuli plain grew rapidly because of the huge amount of sediments carried down by the glacier and then by the outwash streams, whose discharge and sedimentary load grew at the same time. Tagliamento, Cellina and Meduna floods spread southwards in the area of “San Vito al Tagliamento” Sheet.

During this period Cellina and Meduna streams built polyphasic alluvial fans at the end of their valleys, made by partially overlaid lobes. The deposits of the Roveredo lobe of the Cellina system, settled on the north-west edge of the Sheet, have been attributed to the *Vivaro synthem*. From the Tagliamento glacier front the outwash streams built several and distinct outwash fans on the piedmont plain, while they made downstream the distal part of the Tagliamento *megafan* (low plain); this is characterised by mud sediments, locally interbedded with sands. These alluvial deposits, concerning the Tagliamento catchment, are

mapped in the *Canodusso subsynthem* and they could be partially coeval with the *Vivaro synthem* ones.

During the last phase of LGM, between 18 and 15 <sup>14</sup>C ka BP (21-17 cal ka BP), the so called “Cataglacial”, the progressive withdraw of the glaciers began; this caused the extreme reduction in sedimentary load of the outwash streams in the plain. Nevertheless the trenching of the apexes of the fans caused the abandon of wide portion of the Tagliamento LGM apron and the downstream shifting of the depositional area, where the telescopic bodies were settled down (*Remanzacco subsynthem*). The crossing between the piedmont plain and the low plain in the Tagliamento *megafan*, the telescopic systems overlaid the LGM apron, creating long gravelly to sandy-gravelly *wandering* channels; at the same time fluvial levees, ever overlaying LGM apron, were settled downstream.

During the post-glacial phase, with the complete withdraw of the glaciers, the present geologic and geomorfologic settling has taken shape. During this period the nickpoint shifted further downstream; this caused the following geomorphologic changes: the apexes trenching of the latest alluvial fans; the deep trenching of the low plain by the rivers, especially along the paths followed by the Tagliamento River from the Lateglacial to the early Holocene; the development of new telescopic systems (*Po synthem*) at the border of the piedmont and the low plain, that overlaid the older ones.

It's remarkable that the nickpoint migration didn't happened at the same time for the three main rivers, because it depended on the different reaction of the mountain catchments to the climatic and hydrologic changes. From the geological survey of the piedmont Friuli plain revealed that the actual settling of the Cellina and Meduna alluvial fans began to take shape during the early Holocene. Whereas the Tagliamento River had been building its telescopic systems since the Cataglacial (deposits of *Remanzacco subsynthem*) and then during the Lateglacial (early deposits of *Malamocco unit*), from 15 to 10 <sup>14</sup>C ka BP (17-11 cal ka BP).

In the Holocene depositional systems of Cellina and Meduna a differentiation between the upper and the lower part of the fans, where gravels and sands prevail, and the distal part where overbank sands and silts prevails. In this sector the waterways are meandering, embanked in the older alluvial deposits. Morphological evidences and geographic location indicate that the nowadays valleys of Noncello and Fiume Rivers are both settled in ancient incision of Cellina and Meduna Streams, downstream of their telescopic fans.

In the post-LGM phase the Tagliamento River, flowing only across Pinzano narrow, built a new depositional lobe with an apex recognisable along the actual riverbed upstream of Valvasone. The Tagliamento post-glacial evolution, although complex, wasn't led by a progressive lateral migration of the riverbed but caused by several avulsion events. Two main avulsion nodes have been

recognised: the first is located a little further back at the apex of the postglacial system, next to Ponte della Delizia; the second one is located between Varmo and Madrisio, where the river changes its style from braided to meandering. In the middle-lower Friuli plain the traces of several Tagliamento postglacial channels are still visible; a belt of channels normally makes these.

From the Lateglacial to the early Holocene the Tagliamento River trenched its riverbed in the low plain too, downstream of the “resurgence belt”, along these paths, 0,5-2 km wide and 10-15 m deep hollows took place, with gravel sedimentation at the bottom. These Lateglacial courses developed from Casarsa della Delizia area along Reghena and Lemene hollows, and also along the westernmost hollows nowadays cross by Beverella and Arcon brooks. Some courses spread further westwards from San Lorenzo of Casarsa towards Bannia continuing towards the actual Sile and Fiume river courses.

During the Holocene over the most part of the Tagliamento megafan the sedimentation had been very scarce, confined inside the trenches; for this reason the soils, locally mature, developed on the surfaces. The Tagliamento River had had the power of maintaining active some hollows trenched in the older deposits till the end of 2<sup>nd</sup> millennium b.C. Remarkable for their extent are the ones recognised in the subsurface below the Tagliamento course that was active from the 1<sup>st</sup> millennium b.C. to upper Medieval age, between Cordovado and Teglio Veneto, and the hollow where Morsano and Alvisopoli paleochannels are located, a little westwards of the actual riverbed.

Between the II<sup>nd</sup> and I<sup>st</sup> millennium b.C. the fluvial dynamic in the low plain abruptly changed, from a erosive to a sedimentation phase, caused probably by the sea level rise during the Holocene and the resulting lowering of the gradient of the final stretches of the rivers. In the Tagliamento low plain wide levees began to take shape, these are distinguished from the older ones because they are wider and bigger in elevation than the surrounding plain. These levees are recognisable along the actual course of the Tagliamento River downstream of Canussio, along the ancient branch matching with the Lemene River downstream of Boldara, and along the actual Lugugnana brook downstream of Cordovado, related to the roman *Tiliaventum Maius*.

The disconnection of the *Tiliaventum Maius* happened between the V<sup>th</sup> and the X<sup>th</sup> century and coincided with an important avulsion phase, when the river flew simultaneously down the Lemene and the actual valley (*Torcello unit* deposits), where the river has maintained its actual path since the Upper Medieval age with few variations.

During the post-glacial phase the resurgence rivers essentially eroded and locally reshaped the older deposits, connected to the alpine rivers. Mud sedimentation characterised the hollows where they flow during the late Holocene, with their partially filling.

PROGETTO  
CARGO



## XIV - LEGEND

### PLIOCENE-QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

#### **ubiquitous units**

gravels and sandy gravels, silty matrix with concentrations of organic matter, matrix-supported to clast-supported; silts and clays rich in organic matter; upper boundary made by the original depositional surface characterised by organic and hydromorphic soils, lower boundary partially erosive, partially in stratigraphic continuity (alluvial deposits of spring watercourse incisions).

*HOLOCENE - PRESENT*

#### **PO SYNTHEM**

Sands and rounded gravels, locally coarse, horizontally bedded to cross-bedded, sandy matrix, matrix-supported to clast-supported, sandy silts and silts; upper boundary partially erosive, partially made by the original depositional surface characterised by A-C or A-B-C type profile soils (10YR - 2,5Y color), erosive lower boundary (alluvial deposits) (POI).

Where it is possible the following units are distinct:

Torcello unit, made by the alluvial deposits of the nowadays riverbeds of Tagliamento, Cellina and Meduna and the abandoned ones but still active in post-roman age. The deposits are rounded coarse gravels with sandy matrix, sands, sandy silts and silts (POI<sub>10</sub>).

Malamocco unit, made by the alluvial deposits of the different Tagliamento riverbeds active in the post-glacial phase till the roman age. (POI<sub>9</sub>).

*Upper PLEISTOCENE - PRESENT*

**SPILIMBERGO SYNTHEM (Tagliamento river drainage basin)**

The alluvial gravelly deposits of Tagliamento drainage basin outcropping at Pordenone, along the Noncello right incision slope, were mapped as unsubdivided Spilimbergo synthem (alluvial deposits).

*Upper PLEISTOCENE*

**Remanzacco subsynthem (Tagliamento river drainage basin)**

Sub-rounded to rounded coarse gravels, clasts are mainly carbonate with minor terrigenous, volcanic and metamorphic, horizontally bedded and cross-bedded, sandy and slightly silty matrix, matrix-supported to clast-supported, with beds, lenses and tongues of sand; transition to gravelly sands, sandy silts and silts in the distal parts of the alluvial bodies; upper boundary partially erosive, partially made by the original depositional surface characterised by A-B-C type profile soils (7,5YR color), which in the lower plain have weathering colors between 10YR to 2,5Y and are characterised by partially carbonate dissolution and by carbonate accumulation in the deeper horizons; erosive lower boundary (alluvial deposits).

*Upper PLEISTOCENE*

**Canodusso subsynthem (Tagliamento river drainage basin)**

Silts and clayey silts, often interbedded with centimetric-decimetric sand and silty sand beds and with organic silts or peat horizons; upstream of the spring belt the sub-rounded coarse gravels, clasts are mainly carbonate with minor terrigenous, volcanic and metamorphic, and the sandy slightly silty gravels prevail, horizontally bedded to cross-bedded, sandy and slightly silty matrix, clast-supported, with beds, lenses and tongues of sand; upper boundary partially erosive, partially made by the original depositional surface characterised by soils with weathering colors between 10YR to 2,5Y that often have a partially carbonate dissolution and carbonate accumulation in the B horizon, while upstream of the spring belt they have an A-B-C type profile and 7,5YR weathering color; lower boundary partially erosive, partially in stratigraphic continuity (alluvial and fluvioglacial deposits).

*Upper PLEISTOCENE*

**VIVARO SYNTHEM (Cellina stream drainage basin)**

Rounded coarse carbonate gravels, horizontally bedded, locally cemented, sandy matrix, clast-supported to matrix-supported, with beds, lenses and tongues of sand; upper boundary partially buried, partially made by the original depositional surface characterised by A-B-C type profile soils (7,5YR -10YR color), erosive lower boundary (alluvial deposits).

*Upper PLEISTOCENE*

## XV - BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1977) - *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia*. 1391 pp., Edizioni F.lli Brugora, Segrate (MI).
- ALESSIO, M., ALLEGRI, L., AZZI, C., CALDERONI, G., CORTESI, C., IMPROTA, S. & PETRONE, V. (1989) -  $^{14}\text{C}$  tephrochronology with different fractions of paleosol humic matter at Procida island, Italy. *Radiocarbon*, **31** (3): 664-671.
- ALLEN J.R.L. (1965) - *A review of the origin and the characteristics of recent alluvial sediments*. *Sedimentology*, n. **5**: 89-101.
- 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. Teor. e Appl.*, XIX(72): 217-256, Trieste.
- AVIGLIANO R., CALDERONI G., MONEGATO G., MOZZI P. (2002a) - *The late Pleistocene-Holocene evolution of the Cellina and Meduna alluvial fans (Friuli, NE Italy)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **57**: 133-139.
- AVIGLIANO R., MONEGATO G., ZANOLLA S., MICHELUTTI G. & MOZZI P. (2002b) - *Confronto fra informazioni geologiche e pedologiche sul conoide del Cellina (Friuli, Italia)*. *Il Quaternario*, **15** (1): 67-72.
- BAGGIO P., BELLINO L., CARRARO F., FIORASO G., GIANOTTI F., GIARDINO M. (1997) - *Schede per il rilevamento geologico delle formazioni superficiali*. *Il Quaternario*, **10** (2): 655-680.
- BARBIERI C. & GARCIA CASTELLANOS D. (2004) - *A 3D image of the Venetian foreland basin (NE Italy) through a 2D (planiform) analysis*. *Proceedings of Geomod 2004, June 9-11, 2004, Emmeten-Lake Lucerne*, 179-182.
- BARBIERI S., ZANOLLA S., MICHELUTTI G., BIANCO D., FABBRO A., MASOTTI M. (2005) - *Suoli e Vigneti - Vocazione viticola della zona a D.O.C. "Friuli Grave" - Provincia di Udine*. ERSA, Servizio della sperimentazione agraria, Ufficio del suolo. Pozzuolo del Friuli (UD).
- BEUG H.J. (2004) - *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 542 pp.
- 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*, **17** (1): 75-82.
- BOND G., BROEKER W., Cwynar M.J.C., JOHNSEN S.J., MCMANUS J., LABEYRIE L., JOUZEL J. & BONANI G. (1993) - *Correlation between climatic records from North Atlantic sediments and Greenland ice*. *Nature*, **365**: 143-147.

- BONDESAN A., MENEGHEL M. MIOLA A., VALENTINI G. (2003) - *Paleoenvironmental reconstruction from LGM to historical time in the lower coastal plain of the Piave river. Preliminary pollen analysis on a 20 m core of lagoon and fluvial sediments*. Il Quaternario, **16** (1bis): 183-192.
- BONDESAN A. & MENEGHEL M. (Eds.) (2004) - *Note illustrative della Carta geomorfologica della provincia di Venezia*. pp. 514, Ed. Esedra, Padova.
- BONDESAN A., FONTANA A., MENEGHEL M., AVIGLIANO R., MASSARI F., PAIERO G., PERUZZA L., STEFANI C., ZANFERRARI A., ZANGHERI P. (in stampa) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 107 "Portogruaro"*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Veneto.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (Eds.) (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING-SGA, Bologna, 973 pp.  
<http://storing.ingv.it/cft/>
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (Eds.) (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Bologna, 644 pp.  
<http://storing.ingv.it/cft/>
- BOSCHIAN G. (1993) - *Paleoidrografia della bassa pianura friulana tra i fiumi Tagliamento e Stella*. Il Quaternario, **6** (1): 49-58.
- BRESSAN G., SNIDARCIC A. & VENTURINI C. (1998) - *Present state of stress in the eastern Southern Alps*. Tectonophysics, **292**: 211-227.
- BUORA M. (1999) - *Quando fu inaugurata la strada da Iulia Concordia verso il Norico?* In: M. BUORA (Ed.), *Quadrivium. Sulla strada di Augusto. Dalla Preistoria all'Età moderna*. Archeologia di Frontiera, **3** (1999): 144-145.
- BUORA M. & FONTANA A. (2001) - *Latisana, Latisanotta, località Case Fantin*. In: G. BANDELLI, M. BUORA & S. VITRI (Eds.), *I Celti in Friuli: Archeologia, Storia e Territorio*. Aquileia Nostra, **72**: 390-399.
- BUORA M., FONTANA A. & TASCA G. (2001) - *Gradiscutta, località Centes*. In: G. BANDELLI, M. BUORA & S. VITRI (Eds.), *I Celti in Friuli: Archeologia, Storia e Territorio*. Aquileia Nostra, **72**: 426-447.
- CALDERONI G. & TURI B. (1998) - *Major constraints on the use of radiocarbon dating for tephrochronology*. Quaternary International, **47-48**: 153-159.
- CAMASSI R. & STUCCHI M. (1998) - *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. <http://emidius.mi.ingv.it/NT/>
- CANDUSSIO A. (1991) - *Strumenti in pietra levigata di età eneolitica*. Quaderni Friulani di Archeologia, **1** (1): 29-48.
- CAPUTO R., POLI M.E. & ZANFERRARI A. (2003) - *Neogene-Quaternary twist tectonics in the eastern Southern Alps*. Italy. Mem. Sci. Geol. **54**: 155-158, Padova.
- CARMINATI E., DOGLIONI C. & SCROCCA D. (2003) - *Apennines subduction-related subsidence of Venice (Italy)*. Geoph. Research Lett., **30** (13): 50 - 1-4.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. J. Geodynamics, **30**: 251-274.
- 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 B. (1990) - *Le inondazioni del Tagliamento*. In *Le alluvioni del Tagliamento a Latisana e nei comuni della bassa friulana*. "La Bassa", XV anniversario delle alluvioni a Latisana, 2 settembre 1990: 35-96.

- 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 platforms in the subsurface of the northern Adriatic area*. Mem. Soc. Geol. It., **40**: 295-308.
- CATTANEO A., TRINCARDI F., LANGONE L., ASIOLI A. & PUIG P. (2004) - *Cliniform Generation on Mediterranean Margins*. *Oceanography*, **17** (4), 104-117, Rockville (USA).
- CIVIDINI T. (1996) - *Presenze romane nel territorio del Medio Friuli, 2. Codroipo*. Udine.
- C.N.R. - COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. S.G.N., Quaderni Serie III, vol.I: pp. 203, Istituto Poligrafico dello Stato, Roma.
- COLOGNE RADIOCARBON CALIBRATION & PALEOCLIMATE RESEARCH PACKAGE - *quickpal2005, versione 1.4*: <http://www.calpal.de/>
- COMEL A. (1950) - *La Bassa Pianura del Friuli occidentale fra Tagliamento e Livenza e zone contermini - studio geoagronomico*. Annali della Stazione chimico-agraria sperimentale di Udine, ser. 3, 7: pp. 145.
- COMEL A. (1955) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. II. Genesi della pianura centrale connessa all'antico sistema fluvio-glaciale del Tagliamento*. Nuovi Annali Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia, **6**: pp 216.
- COMEL A. (1956a) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. III. Genesi della pianura occidentale costruita dal Meduna, dal Cellina e da corsi d'acqua minori*. Nuovi Annali Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia, **7**: pp. 94.
- COMEL A. (1956b) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 39 "Pordenone"*. Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque di Venezia.
- COMEL A. (1956c) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie: Foglio 39 "Pordenone"*, pp. 32, Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque di Venezia.
- COMEL A. (1958a) - *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 40 "Palmanova"*. Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque di Venezia.
- COMEL A. (1958b) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie: Foglio 40 "Palmanova"*, pp. 50, Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque di Venezia.
- COMEL A. (1958c) - *I terreni della zona inferiore della Bassa Pianura Friulana*. pp. 81, Arti Grafiche Friulane, Udine.
- COMEL A., NASSIMBENI P. & NAZZI P. (1982) - *Carta pedologica della pianura friulana e del connesso anfiteatro morenico del Tagliamento*. Pubbl. Reg. Aut. F.V.G., Dir. Reg. Pianif. e Bil., Centro reg per la sperim. agr.: pp. 59, 4 tavv.
- CONTE A., SALVADORI M. & TIRONE C. (1999) - *La villa romana di Torre di Pordenone*. Quaderni del Museo Archeologico del Friuli Occidentale. Comune di Pordenone, Assessorato alla Cultura: pp. 171.
- CRS - INOGS: <http://www.crs.inogs.it/>
- DANSGAARD W., JOHNSEN S., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N., HAMMER C., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVENBJORNSDOTTIR A.E., JOUZEL J. & BOND G. (1993) - *Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record*. *Nature*, **364**: 218-220.
- DI GIULIO A., FANTONI R., ZANFERRARI A., MANCIN N., TOSCANI G., PICOTTI V., BARBIERI C., ALBERTINI C., MARCHESINI A. (in stampa) - *Cenozoic architecture of the Venetian-Friulian Basin (NE Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. *Geol. Rundsch.*, **76** (3): 735-754.
- DONEGANA M., FONTANA A., PAIERO G. & RAVAZZI C. (2005) - *Aspetti geomorfologica dell'area*. In: P. VISENTINI (Ed.), *Bannia-Palazzine di Sopra. Una comunità preistorica del V millennio a.C.* Quaderni del Museo Archeologico del Friuli occidentale, **5**: 11-18.

- DONEGANA, M., PINI, R., RAVAZZI, C. & WICK, L. (in stampa) - *Indagini palinologiche*. In A. ZANFERRARI (ed.) *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. Foglio 66 - Udine*. APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia. Arti Grafiche Friulane, Udine.
- DRESCHER-SCHNEIDER R. (2000) - *Klimaentwicklung im Riss/Würm Interglazial (Eem) und Frühwürm in den Ostalpen*. In D. VAN HUSEN (ed.), *Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung*, Österreichische Akademie der Wissenschaften, vol. 12, Wien.
- FANTONI R., CATELLANI D., MERLINI S., ROGLEDI S. & VENTURINI S. (2002) - *La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampaese Veneto-Friulano*. Mem. Sci. Geol., **57**: 301-313, Padova.
- FAO - ISRIC (1990) - *Guidelines for soil description, 3rd edition*. International soil Reference Information Centre, Rome.
- FAO (1998) - *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Report n. 84. FAO, Rome.
- FERUGLIO E. (1925) - *La zona delle risorgive del Basso Friuli fra il Tagliamento e la Torre*. Annali della Stazione chimico-agraria sperimentale di Udine, ser. 3, **1**: pp. 159.
- FERUGLIO E. (1936) - *Sedimenti marini nel sottosuolo della bassa pianura friulana*. Boll. Soc. Geol. It., **55** (1): 129-138, Roma.
- FODOR L., JELEN B., MARTOR E., SKABERNE D., CAR J. & VRABEC M. (1998) - *Miocene- Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: implication for Alpine -Carpathian extrusion model*. Tectonics, **17**(5): 690-709.
- FOLLIERI M., MAGRI D. & SADORI L. (1988) - *250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma)*. Pollen et Spores, **30**: 329-356.
- FONTANA A. (2004) - *Tra Tagliamento e Livenza*. In: A. BONDESAN & M. MENEGHEL (Eds.), *Note illustrative della Carta geomorfologica della provincia di Venezia*. Ed. Esedra, Padova: 195-217.
- FONTANA A. (2006) - *Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche*. Monografie del Museo Friulano di Storia Naturale, Udine, **47**: pp. 288, 1 carta (scala 1:50.000).
- FONTANA A., MOZZI P. & BONDESAN A. (2004) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura veneto-friulana*. In: A. BONDESAN & M. MENEGHEL (Eds.), *Note illustrative della Carta geomorfologica della provincia di Venezia*. Ed. Esedra, Padova: 113-138.
- FONTANA A., MOZZI P., BONDESAN A. (in stampa) - *Alluvial megafans in the Veneto-Friuli Plain: evidence of aggrading and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene*. In: P. PIERUCCINI (Ed.), *Fluvial Architecture and Sedimentary Sequences*. Quaternary International, Elsevier, Amsterdam (NL).
- 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)*. Geoph. J. Int., **161**: 739-762, Oxford.
- GAZZI, P., ZUFFA, G.G., PAGANELLI, L. & GANDOLFI, G. (1973) - *Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge adriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 1-37, Roma
- GENTY D., BLAMART D., OUAHDI R., GILMOUR M., BAKER A., JOUZEL J. & VAN-EXTER S. (2003) - *Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data*. Nature, **421**: 833-837.
- GOVER F. (1985) - *Toponomastica urbana del Comune di Varmo*. pp. 185, Ribis edizioni.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G. SMITH A.G., BLEEKER W. & LOURENS L.J. (2004) - *A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene*. Episodes, **27** (n. 2); 83-100.
- GRIMM E. (1992) - *Tilia 1.11 and Tilia Graph 1.17*. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collection Center.

- GUPTA K & POLACH H. (1985) - *Radiocarbon dating practices at ANU*. Rad. Laboratory, Research school of pacific studies, ANU, Canberra.
- HEMLEBEN C., M. SPINDLER & O.R. ANDERSON (1989) - *Modern planktic Foraminifera*. Springer-Verlag, New York.
- 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.
- INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D., & SARES, S.W. (1984) - *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. Journ. Sedim. Research, **54**: 103-116, SEPM, Tulsa.
- I.S.S.C. - INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1994) - *International Stratigraphic Guide (ISG)*. Second edition, pp. 213.
- JORISSEN, F.J., DE STIGTER H.C. AND WIDMARK, J.G.V. (1995) - *A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats*. Marine Micropaleontology, **26**: 3-15, Elsevier, Amsterdam (NL).
- LIBBY W. (1955) - *Radiocarbon dating*. University of Chicago Press.
- LIPPARINI T. (1936) - *I fossili dei sedimenti marini nel sottosuolo della bassa pianura friulana*. Boll. Soc. Geol. It., **55** (1): 139-151, Roma.
- LORENZI A. (1911) - *La provenienza delle acque e la regione sorgentifera del Fiume Stella nel Friuli*. Mem. Geogr., suppl alla Rivista Geografica italiana, **15**.
- LUCHINI L. (1975) - *Come le due frazioni di Rauscedo e Domanins si sono difese dalle furie del torrente Meduna*. Itinerari, **29** (2): 59-66.
- MARTINIS B. (1953) - *Le formazioni quaternarie del sottosuolo di Grado (Gorizia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **59** (1): 159-178, Milano.
- MARTINIS B. (1957) - *Osservazioni stratigrafiche sul sottosuolo di Lignano (Udine)*. Riv. It. Paleont. Strat., **63** (2-3): 3-22, Milano.
- MASOLI M & ZUCCHI M.L. (1968) - *Reperti paleontologici e loro significato ecologico nella serie del pozzo Vallenoncello (Provincia di Pordenone)*. Museo Friulano di Storia Naturale, Publ. **6**: pp. 14, Udine.
- MASSARI F. (1990) - *The foredeep of the northern Adfriatic margin: evidence of diachronicity in deformation of the Southern Alps*. Riv. It. Paleont. Strat., **96**: 350-380.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & ZANFERRARI A. (1986a) - *The Oligo-Miocene Molasse of the Veneto- Friuli region, Southern Alps*. Giorn. Geol., **48**: 235-255, Bologna.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & JOBSTRAIBIZER P.G. (1986b) - *A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy)*. In: P. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.): «Foreland Basins». Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**: 141-168, Blackwell Scientific Publ., Oxford.
- MERLINI S., DOGLIONI C., FANTONI R. & PONTON M. (2002) - *Analisi strutturale lungo un profilo geologico tra la linea Fella Sava e l'avampaese adriatico (Friuli Venezia Giulia - Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 293-300, Roma
- MIALI A. (1996) - *The geology of fluvial deposits*. pp. 582, Springer Verlag, Heidelberg Berlin.
- MICHELUTTI G., ZANOLLA S. & BARBIERI S. (2003) - *Suoli e Paesaggi del Friuli-Venezia Giulia, I. Pianura e colline del pordenonese*. pp. 510, ERSA - Friuli Venezia Giulia, Servizio della sperimentazione agraria, Ufficio del suolo. Pozzuolo del Friuli (UD).
- 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>
- MONTENEGRO M.E., PUGLIESE N. & BONADUCE G. (1998) - *Shelf ostracods distribution in the Italian seas*. In: S. CRASQUIN-SOLEAU, E. BRACCINI, F. LETHIERS (EDS) atti congr. *What about Ostracoda! - 3e Congrès européen des ostracodologues* - Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém. **20**: 91-101.

- MONTENEGRO M.E. & PUGLIESE N. (1996) - *Autecological remarks on the ostracod distribution in the Marano and Grado Lagoons (Northern Adriatic Sea, Italy)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., Vol. Spec. **3**: 123-132.
- MOORE P.D., WEBB J.A. & COLLINSON M.E. (1991) - *Pollen analysis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp 216.
- MOZZI P. (1998) - *Nascita e trasformazione della pianura del Sile*. In: A. BONDESAN, G. CANIATO, F. VALLERANI & M. ZANETTI (Eds.), *Il Sile*. Cierre Edizioni, Verona: 40-51.
- MOZZI P., BINI C., ZILOCCHI L., BECATTINI R & MARIOTTI LIPPI M. (2003) - *Stratigraphy, palaeopedology and palinology of late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the lagoon of Venice (Italy), in relation to caranto level*. Il Quaternario, **16** (1bis): 193-210.
- MÜLLER U.C., PROSS J. & BIBUS E. (2003) - *Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Fűramoos pollen record*. Quaternary Research, **59**: 235-245.
- M.U.R.S.T. (1997a) - *Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Foglio 3) - scala 1:250.000*. Ed. Selca, Firenze.
- M.U.R.S.T. (1997b) - *Carta altimetrica e dei movimenti verticali del suolo della Pianura Padana (Foglio 3) - scala 1:250.000*. Ed. Selca, Firenze.
- NACSN - NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. **67**(5): 841-875, Tulsa.
- OROMBELLI G. (2005) - *Cambiamenti climatici*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., suppl. 7: 15-24.
- PAIERO G. (1996) - *Studio geomorfologico della bassa pianura friulana tra Azzano Decimo e Pravisdomini (PN)*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Padova: 145 pp.
- PARENTE P. (1995) - *Studio geomorfologico di un piccolo bacino idrografico di pianura: il Fosso della Luna nella pianura pordenonese*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Padova: 192 pp.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 voll.: pp. 1199, Tauchnitz, Leipzig.
- PERES J.M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. Stat. Mar., Endoume **47**, 1-137.
- PERUZZA L., POLI M.E., REBEZ A., RENNER G., ROGLEDI S., SLEJKO D. & ZANFERRARI A. (2002) - *The 1976 - 1977 seismic sequence in Friuli: new seismotectonic aspects*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 391-400, Roma.
- 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** (2002): 115-118.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. CNR-Progetto Fin. Geodinamica, pubbl. **414**: 1-113, Roma.
- PIRONA G.A. (1861) - *Sulle antiche morene del Friuli*. Atti Soc. It. Sc. Nat., Vol. **II**: 548-556.
- POLI M.E. (1995) - *Evidenze di tettonica a thrust dinarica nelle Prealpi Giulie meridionali (Italia Nord-orientale)*. Atti Ticinesi Sci. Terra, ser. spec., **3** (1995): 99-114.
- POLI M.E. (1996) - *Analisi strutturale del Monte di Medea (Friuli): tettonica polifasica nell'avampese sudalpino orientale*. Atti Ticinensi Sci. Terra, s. spec., **4**: 103-113.
- 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. & ZANFERRARI A. (1995) - *Dinaric thrust tectonics in the southern Julian Prealps (Eastern Southern Alps, NE Italy)*. Proceedings of the first Croatian Geological Congress, October 18-21, 1995, Opatija, Croatia, 465-468, Zagreb.
- PROVINCIA DI VENEZIA (1983) - *Studio geopedologico ed agronomico del territorio provinciale di Venezia parte nord-orientale*. Venezia, 12 carte.
- PUNT W. & BLACKMORE S. (1976-2004) - *The Northwest European Pollen Flora*. Vol. I-VIII, Elsevier Publishing Company.



- RAMSEY B. (2004) - *OxCal vers. 3.10*. Research Lab for Archaeology, Oxford OX1 3QY, UK.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W. & LINZER H.G. (1991) - *Lateral extrusion in the eastern Alps, part 2: structural analysis*. *Tectonics*, **10/2**: 257-271.
- 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. Reg. Aut. F.V.G., Dir. Reg. Amb., 7 voll., Trieste.
- REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA - *Nuova riclassificazione sismica regionale*: <http://www.regione.fvg.it/edilizia/txt-sismica.htm>
- REGIONE VENETO (2005) - *Carta dei suoli del Veneto - scala 1:250.000*. ARPAV.
- REILLE M. (1992-1995) - *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Marseille.
- SALVADOR A. (ed. 1994) - *International Stratigraphic Code*. Second ed. The Geological Society of America. Boulder, Colorado.
- SANESI G. (a cura di) (1977) - *Guida alla descrizione del suolo*. CNR, Progetto finalizzato Conservazione del suolo: pp. 157.
- 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.
- SCOTT D.B. & MEDIOLI F.S. (1978) - *Vertical zonations of marsh foraminifera as accurate indicators of former sea levels*. *Nature* **272**: 528-531, London.
- SCOTT D.B. & MEDIOLI F.S. (1980) - *Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia and comparison with those in other parts of the world: implications for sea level studies*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication no. **17**, pp 58.
- SERAFINI F. & INDRI G. (1998) - *I luoghi e i sentieri della storia antica nel Friuli occidentale*. pp. 144, Comune di Pordenone - Assessorato alla Cultura.
- ŠIBRAVA V., BOWEN D.Q. & RICHMOND G.M. (1986) - *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*. Report IGCP n. **24**, *Quat. Sc. Rev.*, **5**: 1-4.
- SOIL SURVEY STAFF (1998) - *Key to Soil Taxonomy*. United States Department of Agriculture-Natural Resources Conservation Service, Washington.
- STEFANI C. (1987) - *Composition and provenance of arenites from the Chattian to Messinian clastic wedges of the Venetian foreland basin (Southern Alps, Italy)*. *Giorn. Geol.*, **49** (1): 155-166.
- 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. St. Trieste, Ist. Geol. e Paleont.: pp. 705, 5 tavv.
- SURIAN N. & PELLEGRINI G.B. (2000) - *Paraglacial sedimentation in the Piave Valley (Eastern Alps, Italy): an example of fluvial processes conditioned by glaciation*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **23**: 47-58.
- TARAMELLI T. (1875) - *Dei terreni morenici ed alluvionali del Friuli*. *Ann. Scien. R. Ist. tecn. di Udine*, vol. **III**: pp. 99.
- 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.
- TASCA G. (1999) - *Recenti ritrovamenti protostorici nel territorio di Codroipo*. In: M. Buora (Ed.), *Quadrivium. Sulla strada di Augusto. Dalla Preistoria all'Età moderna*. *Archeologia di Frontiera*, **3**: pp.7-59.
- TRAUTMANN W. (1953) - *Zur Unterscheidung fossiler Spaltöffnungen der mitteleuropäischen Coniferen*. *Flora*, **140**: 523-533.
- TZEDAKIS P.C., ANDRIEU V., DE BEAULIEU J-L, CROWHURST S., FOLLIERI M., HOOGHMIEMSTRA H., MAGRI D., REILLE M., SADORI L., SHACKLETON N.J. & WIJMSTRA T.A. (1997) - *Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500.000 years*. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**: 171-176.

- VAN DER ZWAAN G.J. & F.J. JORISSEN (1991) - *Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia*. In: R.V. TYSON & T.H. PEARSON (Eds) *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Geol. Soc. spec. publ., **58**: 65-82. London
- VAN GEEL B. (1978) - *A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microremains of fungi, algae, cormophytes and animals*. Review of Palaeobotany and Palynology, **25**: 1-120.
- VENETO AGRICOLTURA (2001) - *I suoli dell'area a DOC "Lison-Pramaggiore"*. Serie pedologica, 1 carta scala 1:25.000, pp. 180.
- VENTURINI C. (1990) - *Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali*. Mus. Friulano St. Nat. Udine, pubbl. **36**, 220 pp., Udine.
- VENTURINI C. (2003) - *Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio*. In: G. MUSCIO (Ed.), *Glaciers - L'età dei ghiacci in Friuli, ambienti, climi, e vita negli ultimi centomila anni*. Museo Friulano di Storia Naturale, Udine: 23-106.
- VENTURINI C., PONDRELLI M., DELZOTTO S., FONTANA C. & DISCIENZA K. (2002) - *Carta Geologica delle Alpi Carniche*. Ed. S.EL.CA. Firenze.
- WICK L. (1996) - *Late Glacial and early Holocene palaeoenvironments in Brianza, Northern Italy*. Il Quaternario, **9** (2): 653-659.
- ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., MONEGATO G., PAIERO G. & POLI M.E. (in stampa/a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 066 "Udine"*. APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia. Arti Grafiche Friulane, Udine.
- ZANFERRARI A. AVIGLIANO R., GRANDESSO P., MONEGATO G., PAIERO G., POLI M.E. & STEFANI C. (in stampa/b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 065 "Maniago"*. APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia. Arti Grafiche Friulane, Udine.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sed. Research, **50**: 21-29, SEPM, Tulsa.