Note_udine.qxd 23/01/2008 22.43 Pagina 1

APAT
Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici

DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO
Servizio Geologico d'Italia
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

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

foglio 066

UDINE

a cura di
A. Zanferrari [1], R. Avigliano [1], G. Monegato [1], G. Paiero [1], M.E. Poli [1]

con contributi di:
S. Barbieri [2], G. Calderoni [3], F. Carraro [4], M. Donegana [5], P. Grandesso [6], G. Michelutti [2], J. Pavšič [7], R. Pini [5], C. Ravazzi [5], S. Rogledi [8], C. Stefani [6], G. Tunis [9], L. Wick [10], S. Zanolla [2]

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

Ente realizzatore REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA servizio geologico

PROGETTO CARG

Direttore Responsabile del Dipartimento Difesa del Suolo (APAT):
L. Serva
Responsabile del Progetto CARG per APAT - Dipartimento Difesa del Suolo:
F. Galluzzo
Responsabile del Progetto CARG - Friuli Venezia Giulia: **T. Tirelli**
Coordinatore scientifico: **A. Zanferrari** (Università di Udine, Dipartimento di Georisorse e Territorio)

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

Revisione scientifica: M. **Pantaloni** (coord.), **R. Graciotti, M.L. Pampaloni**
Coordinamento cartografico: **D. Tacchia** (coord.), **S. Falcetti**
Revisione informatizzazione dati geologici: **L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu** (coord.), **M.C. Giovagnoli** (ASC)
Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci (coord.), **S. Falcetti**

PER LA REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA:

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

Informatizzazione dei dati geologici, allestimento editoriale e cartografico:
A. Marchesini (Università di Udine, Dipartimento di Georisorse e Territorio)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.43 Pagina 3

INDICE

I - INTRODUZIONE ..... Pag. 7
1. - CRITERI DI INDAGINE E DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA .. ” 8
1.1. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE PRE-PLIOCENICHE ..... ” 8
1.2. - UNITÀ A LIMITI INCONFORMI (UBSU) ED INFORMALI ..... ” 9
1.3. - METODOLOGIE ADOTTATE PER LA REALIZZAZIONE DELLA CARTA GEOLOGICA NELL'AREA DI PIANURA ..... ” 11
1.4. - CRITERI BIOSTRATIGRAFICI ..... ” 13
1.5. - CRITERI DI ANALISI DEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA ..... ” 13
1.6. - CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE DELLE STRUTTURE TETTONICHE NEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA ..... ” 15

II - STUDI PRECEDENTI ..... ” 17
1. - PRE-PLIOCENE ..... ” 17
2. - PLIOCENE-QUATERNARIO ..... ” 21

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LINEAMENTI STRUTTURALI ..... ” 23
1. - EVOLUZIONE PERMO-MESOZOICA: LA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANA E I BACINI ..... ” 25
2. - EVOLUZIONE PALEOGENICA: IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DINARICO ..... ” 29
3. - EVOLUZIONE NEOGENICO-QUATERNARIA: L' EVENTO INSUBRICO E IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DEL SUDALPINO ORIENTALE .. ” 31
3.1. - EVENTO INSUBRICO ..... ” 31
3.2. - EVENTO NEOALPINO ..... ” 32
3.2.1. - *Fase serravalliano-messiniana* ..... ” 33
3.2.2. - *Fase pliocenico-quaternaria* ..... ” 34

IV - EVOLUZIONE GEOLOGICA PLIOCENICO-QUATERNARIA E CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI ..... ” 35
1. - EVOLUZIONE DELL'ALTA PIANURA FRIULANA NEL PLEISTOCENE SUPERIORE-OLOCENE ..... ” 37
2. - I MASSI DEL SOTTOSUOLO DELL'ALTA PIANURA FRIULANA ..... ” 41
3. - CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI ..... ” 43
3.1. - BACINO DEL FIUME TAGLIAMENTO ..... ” 43
3.2. - BACINO DEL TORRENTE TORRE ..... ” 44
3.3. - BACINO DEL FIUME NATISONE ..... ” 44
3.4. - BACINI SECONDARI ..... ” 45

V - STRATIGRAFIA ..... ” 47

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.43 Pagina 4

1. - SUCCESSIONE TORBIDITICA PALEOCENICO-EOCENICA ..... ” 47
1.1. - FLYSCH DEL GRIVÒ (GRI) ..... ” 47
1.2. - MARNE E ARENARIE DI SAVORGNANO (**SVO**) ..... ” 55
2. - SUCCESSIONE MIOCENICA ..... ” 61
2.1. - CONGLOMERATO DEL MONTELLO (**MON**) ..... ” 61
2.1.1. - *Membro arenaceo-pelitico* (**MON_2**) ..... ” 62
2.1.2. - *Membro conglomeratico* (**MON_3**) ..... ” 63
3. - SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIOCENICO-QUATERNARIA ” 64
3.1. - SUPERSINTEMA DEL FRIULI (SF) ..... ” 64
3.1.1. - *Sintema di Plaino* (**PLI**) ..... ” 74
3.1.2. - *Unità di Borgo Ellero* (**ELR**) ..... ” 75
3.2. - SINTEMA DI PREMARIACCO (**PEC**) ..... ” 76
3.3 - SINTEMA DI SPILIMBERGO (**SPB**) ..... ” 77
3.3.1. - *Subsintema di Santa Margherita* (**SPB_1**) ..... ” 77
3.3.2. - *Unità di Arcano* (**SPB_2**) ..... ” 80
3.3.3. - *Subsintema di Canodusso* (**SPB_3**) ..... ” 81
3.3.4. - *Subsintema di Remanzacco* (**SPB_4**) ..... ” 85
3.3.4.1. - Unità di Muris (**SPB_{4A}**) ..... ” 87
3.3.4.2. - Unità di Majano (**SPB_{4B}**) ..... ” 88
3.3.4.3. - Unità di Collalto (**SPB_{4C}**) ..... ” 89
3.5. - SINTEMA DEL PO (**POI**) ..... ” 90
3.6. - LE UNITÀ DEI BACINI SECONDARI ..... ” 92
3.6.1. - *Unità inferiore dei bacini secondari* (**BTN**) ..... ” 92
3.6.2. - *Unità superiore dei bacini secondari* (**BTR**) ..... ” 94
3.7. - UNITÀ DI PARTISTAGNO (**USG**) ..... ” 95
3.8. - UNITÀ UBIQUITARIE (**UIN**) ..... ” 97
3.8.1. - *Depositi di frana* (**UIN_{a1}**) ..... ” 97
3.8.2. - *Detrito di versante* (**UIN_{a3}**) ..... ” 97
3.8.3. - *Depositi alluvionali di corsi d’acqua minori e di interbacino* (**UIN_b**) .. ” 97
3.8.4. - *Coltre eluvio-colluviale e depositi colluviali* (**UIN_{b2}**) ..... ” 98
3.8.5. - *Depositi lacustri* (**UIN_{e2}**) ..... ” 98
3.8.6. - *Depositi palustri* (**UIN_{e3}**) ..... ” 98
3.8.7. - *Depositi di origine mista* (**UIN_i**) ..... ” 99
4.- I SONDAGGI CARG ..... ” 100
4.1. - SONDAGGIO CARG-FVG S1 “SANTA MARGHERITA” ..... ” 101
4.1.1. - *Osservazioni generali e stratigrafia dei terreni interessati* ..... ” 101
4.2. - SONDAGGIO CARG-FVG S2 “COLLOREDO DI PRATO” ..... ” 103
4.2.1. - *Osservazioni generali e stratigrafia dei terreni interessati* ..... ” 103
5. - I SUOLI ..... ” 105
5.1. - ANFITEATRO MORENICO ..... ” 105
5.2. - PIANURA TARDO-PLEISTOCENICA DEL TAGLIAMENTO ..... ” 107
5.3. - PIANURA OLOCENICA DEL T. TORRE ..... ” 109

VI - INDAGINI PALINOLOGICHE ..... ” 111
1. - MATERIALI E METODI ..... ” 111

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.43 Pagina 5

2. - INDAGINI PALINOLOGICHE SU DEPOSITI DEL SINTEMA DI SPILIMBERGO ... ” 113
3. - IL TARDOGLACIALE NELLA SUCCESSIONE LACUSTRE DEL LAGO DI RAGOGNA ... ” 114

VII - DATAZIONI ISOTOPICHE ^{14}C ... ” 117

VIII - TETTONICA ... ” 121
1. - UNITÀ TETTONICHE ... ” 122
2. - STRUTTURE TETTONICHE ... ” 124
2.1. - SETTORE A PREVALENTE STRUTTURAZIONE DINARICA ... ” 124
2.1.1.- *Anticlinale di Attimis (1)* ... ” 124
2.1.2. - *Faglia di Borgo Faris (2)* ... ” 124
2.1.3. - *Faglia del M. Felettis (3)* ... ” 125
2.1.4. - *Faglia di Passo di M. Croce (4)* ... ” 126
2.1.5. - *Sovrascorrimento del M. Scalutta (5)* ... ” 126
2.1.6. - *Sinclinale di M. Zuccoli Maggiore (6) e sovrascorrimento del rio Talmass (7)* ... ” 126
2.2.- SETTORE A PREVALENTE STRUTTURAZIONE NEOLPINA ... ” 126
2.2.1. - *Sovrascorrimento di Nimis (8), lembi di ricoprimento di P. Bellone (9), sovrascorrimento di Qualso Nuovo (10) e s. di Pradandons (11)* ... ” 127
2.2.2. - *Sovrascorrimento di Povoletto (12)* ... ” 127
2.2.3. - *Sistema strutturale Susans-Tricesimo* ... ” 128
2.2.3.1. - Sovracorrimento di Colle Villano (13) ... ” 128
2.2.3.2. - Sovrascorrimento di Borgo Soima (14) ... ” 129
2.2.3.3. - Sovrascorrimento Susans-Tricesimo *s.s.* (15) ... ” 129
2.2.4. - *Sovrascorrimento di S. Tomaso (17)* ... ” 129
2.2.5. - *Sovrascorrimento di Majano (18)* ... ” 130
2.2.6. - *Sovrascorrimento di S. Daniele (19)* ... ” 130
2.2.7. - *Sovrascorrimento Arba-Ragogna (20)* ... ” 130
2.2.8. - *Sovrascorrimento di Palmanova (21)* ... ” 131
2.2.9. - *Sovrascorrimento di Pozzuolo del Friuli (22)* ... ” 131
2.2.10. - *Sovrascorrimento Udine-Buttrio (23)* ... ” 132

IX - SISMICITÀ ... ” 133
1. - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE ... ” 134
2. - LA RETE SISMOMETRICA DEL FVG E LA SISMICITÀ RECENTE ... ” 135
3. - STRUTTURE SISMOGENICHE ... ” 137
4. - LA RICLASSIFICAZIONE SISMICA REGIONALE ... ” 137

X - GEOLOGIA DELLA CITTÀ DI UDINE ... ” 139

XI - GEOLOGIA TECNICA ... ” 143
1. - FRANE E PROPENSIONE AL DISSESTO ... ” 143
1.1. - AMBITO DELLE MARNE E ARENARIE DI SAVORGNANO (SVO) ... ” 143

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.43 Pagina 6

1.2. - Ambito del flysch del Grivò (GRI) ..... ” 145
1.3. - Ambito dei depositi glaciali e fluvioglaciali dell'anfiteatro morenico del Tagliamento ..... ” 146
2. - EVENTI ALLUVIONALI ..... ” 147
3. - IDROGEOLOGIA ..... ” 151
3.1. - L'acquifero dell'alta pianura ..... ” 152
4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE ..... ” 155

BIBLIOGRAFIA ..... ” 157

EXTENDED ABSTRACT ..... ” 167

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.43 Pagina 7

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 066 "Udine" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 305/1989), 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 "Udine" (Fig. 1) comprende piccoli settori delle Prealpi carniche (a NW) e delle Prealpi Giulie (a NE), gran parte dell'anfiteatro glaciale del Tagliamento e infine, nella metà meridionale del Foglio, un tratto dell'alta pianura friulana. Dal punto di vista amministrativo rientra completamente nella Provincia di Udine, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.

La morfologia del territorio collinare del Foglio si presenta con dolci e basse ondulazioni tranne che nell'estremo angolo nord-orientale, dove con il M. del Castello si raggiunge la quota più elevata (707 m s.l.m.). La superficie della pianura scende regolarmente e abbastanza rapidamente verso sud, dai 148 (Rodeano Alto) - 168 m s.l.m. (Reana del Rojale) ai 68 (Villaorba) - 72 m s.l.m. (Lovaria). Un colle (Udine: 138 m s.l.m.) e alcune marcate ondulazioni (Pasian di Prato, Buttrio, Variano, Orgnano, Carpeneto, Pozzuolo) interessano la pianura, determinati dall'attività quaternaria di sovrascorrimenti ciechi.

La superficie della pianura è anche profondamente incisa dai torrenti Corno, Cormor e Torre, che hanno scavato i loro alvei con scarpate che raggiungono i 30 m.

La rete idrografica comprende anche il Torrente Malina e la bassa valle del Torrente Cornappo in prossimità della confluenza con il Torrente Torre.

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

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 8

il 1998 e il 2002, sulla base degli elementi alla scala 1:1.5000 (aree collinari) e delle sezioni alla scala 1:10.000 (pianura) derivate dalla CTRN (Carta Tecnica Regionale Numerica) della Regione Friuli Venezia Giulia. I voli per le fotorestituzioni sono avvenuti nel 1991-1997.

La base topografica utilizzata per il Foglio 066 "Udine" è la carta della serie 50 alla scala 1:50.000 dell'Istituto Geografico Militare, edizione 1 - 1966.

1. - CRITERI DI INDAGINE E DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA

(*R. Avigliano, P. Grandesso, G. Monegato, G. Paiero, M.E. Poli, A. Zanferrari*)

1.1. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE PRE-PLIOCENICHE

Per il rilevamento del *conglomerato del Montello*, affiorante in limitati settori del Foglio, sono state seguite le indicazioni contenute nel Quaderno serie III,

Fig. 1 - *Ubicazione del Foglio 066 "Udine" (scala 1:250.000), su base cartografica gentilmente concessa dalla Casa Editrice Tabacco (Tavagnacco - UD).*

PROGETTO

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 9

vol. 1 (AA.VV., 1992), esportando in questo Foglio le sezioni stratigrafiche istituite per tale unità nel contiguo Foglio 065 "Maniago", rilevato contemporaneamente (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a).

Molteplici litofacies caratterizzano invece le sequenze torbiditiche presenti nel Foglio "Udine" e in particolare quelle del *flysch del Grivò*: durante il rilevamento sono perciò state utilizzate varie classificazioni al riguardo.

La classificazione essenzialmente descrittiva proposta da GHIBAUDO & VANZ (1987) e GHIBAUDO (1992), che ben si presta all'informatizzazione dei dati, è stata utilizzata durante il rilevamento di campagna. Per quanto riguarda l'organizzazione interna dei megabanchi si è seguita la classificazione proposta da SEGURET *et alii* (1984) e di MARJANAC (1990).

Infine, per la descrizione particolareggiata dei tipi principali di facies torbiditiche silicoclastiche e carbonatiche sottili sono stati usati gli schemi classificativi proposti da MUTTI & RICCI LUCCHI (1972; 1975). Per le due unità torbiditiche cartografate (il *flysch del Grivò* e le *marne e arenarie di Savorgnano*, la seconda di nuova istituzione) sono state realizzate sezioni stratigrafiche, su cui sono state eseguite analisi sedimentologiche, petrografiche e biostratigrafiche.

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

megastrati	1000 cm
molto spessi	100
spessi	30
medi	10
sottili	3
molto sottili	

1.2. - UNITÀ A LIMITI INCONFORMI (UBSU) ED INFORMALI

I contenuti della carta si riferiscono ai rilevamenti avvenuti tra gli anni 1998-2002, sulla base della cartografia geologica esistente e dei dati pregressi.

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

Sono state inoltre utilizzate le *unità informali* nell'accezione di BINI *et alii* (2004) per i corpi sedimentari non completamente rispondenti alle caratteristiche delle unità UBSU, oppure per quelli meno significativi ai fini della ricostruzione

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 10

dell'evoluzione geologica dell'area (*unità ubiquitarie*), nonché per quelli difficilmente inseribili nel quadro dell'evoluzione generale dell'area (*unità dei bacini secondari*).

L'International Stratigraphic Guide (ISSC, 1994) definisce l'*Unconformity-bounded Stratigraphic Unit* (UBSU) *"A body of rocks bounded above and below by specifically designated, significant and demonstrable discontinuities in the stratigraphic succession (angular unconformities, disconformities, etc.), preferably of regional or interregional extent"*. Lo stesso codice considera il "sintema" come unità fondamentale, prevedendo che un sintema possa essere suddiviso in due o più subsintemi e che due o più sintemi possano essere raggruppati in un supersintema; prevede, inoltre, che le unità UBSU possano contenere al loro interno unità stratigrafiche di qualsiasi altro tipo. Il codice è stato di seguito integrato per l'utilizzo nella cartografia geologica italiana (AA.VV., 2003).

In realtà le caratteristiche delle unità UBSU qui adottate sono molto simili a quelle previste dall'*Allostratigrafia* (NACSN, 1983), soprattutto per quanto concerne natura, estensione, riconoscimento e rango delle superfici-limite che identificano le varie unità, tanto da renderle confrontabili con le "allounità" adottate nei Fogli in cui è stata applicata l'allostratigrafia.

Le unità UBSU del Foglio corrispondono a corpi sedimentari continentali identificati da superfici-limite inferiore e superiore diacrone, corrispondenti a discontinuità sedimentarie di rango superiore (*hiatus* deposizionali caratterizzati o meno da superfici pedogenizzate; importanti superfici erosive). Il rango delle unità dipende dal rango delle relative superfici-limite; entrambi dipendono dalla frequenza e dalla natura dei processi che ne hanno controllato la sedimentazione.

Per la definizione del rango delle unità e delle superfici-limite sono stati adottati i criteri gerarchici proposti da MIALL (1996) per i depositi fluviali e da BOYCE & EYLES (2000) per i depositi glaciali.

Un ulteriore criterio utilizzato per la distinzione delle unità UBSU è l'identificazione del bacino di provenienza dei depositi. Considerando l'estensione dei bacini montani e la dimensione dei corpi sedimentari di natura alluvionale e glaciale ad essi correlabili, i bacini principali di provenienza dei depositi plio-quaternari compresi nel Foglio sono quelli del Fiume Tagliamento, del Torrente Torre e del Fiume Natisone. 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.

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 inizialmente proposto da PENCK & BRÜCKNER (1909), per seguire una cronologia geologica basata sui rapporti relativi tra i corpi sedimentari caratteristica del singolo bacino principale.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 11

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

Essendo attualmente in discussione l'attribuzione cronologica del Quaternario, la scala cronologica 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. I sovrassegni dei depositi superficiali devono considerarsi indicativi e riguardano la tessitura media dei depositi compresi nei primi 2 m dal p.c.

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

1.3. - METODOLOGIE ADOTTATE PER LA REALIZZAZIONE DELLA CARTA GEOLOGICA NELL'AREA DI PIANURA

L'acquisizione dei dati si è svolta con le seguenti modalità. Preliminarmente sono state raccolte le stratigrafie di sondaggi e pozzi per acqua sia presso enti privati e pubblici sia 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; AA.VV., 1990). Le stratigrafie sono state analizzate criticamente e inserite nella "Banca Dati Sottosuolo" del Dipartimento di Georisorse e Territorio dell'Università degli Studi di Udine. Sono stati utilizzati anche i dati riportati nelle relazioni geologiche dei Piani Regolatori Generali (indagini geognostiche e stratigrafie di scavi

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 12

sub-superficiali), reperiti presso gli uffici tecnici dei Comuni competenti per il territorio esaminato.

Sono state analizzate ed interpretate diverse edizioni di foto aeree, tra cui: volo Veneto-Friuli IGM anno 1984, scala 1:33.000; volo CTR della Regione A. Friuli Venezia Giulia, Lotto 10 Trieste, anno 1990, scala 1:8.000; volo 1997 della Regione A. Friuli Venezia Giulia, a colori, scala 1:5.000; nonché le ortofoto a colori della Regione A. Friuli Venezia Giulia, anno 1999, scala 1:10.000.

Contemporaneamente è stato 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"), rilevata alla scala 1:28.800 nel periodo 1798-1805 sotto la direzione di ANTON VON ZACH per conto dell'amministrazione austriaca.

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. I punti quotati riferibili ad 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 (scarpate di sbancamento in cave e discariche, scavi per fondazioni, sezioni naturali, ecc.). 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}C).

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 geo-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 13

morfologici individuati. 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, in seguito, giungere eventualmente anche a delle datazioni di alcuni eventi.

1.4. - Criteri biostratigrafici

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

Allo scopo di meglio approssimare l'età del *conglomerato del Montello* si è applicato il metodo radiometrico basato sul rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ misurato in gusci di ostreidi presenti nei membri inferiore (MON_1) e medio (MON_2) della formazione (Grandesso *et alii*, 2000).

1.5. - Criteri di analisi del sottosuolo della pianura

Per lo studio dell'architettura del sottosuolo, in particolare per la ricostruzione delle geometrie del sistema di sovrascorrimenti ciechi del fronte sudalpino sepolto nella pianura del Foglio "Udine" e dei suoi rapporti con il sistema di *thrust* dinarici paleocenico-eocenici, sono stati utilizzati sia dati di pozzi che sezioni sismiche a riflessione eseguite per ricerca di idrocarburi.

A questi vanno aggiunti poche sezioni a rifrazione scarsamente vincolate a sondaggi e i *log* di alcuni pozzi profondi alcune centinaia di metri realizzati dall'O.G.S., purtroppo a distruzione di nucleo con prelevamento solo di una carota a fondo pozzo e talora di alcune a profondità intermedie.

Informazioni solo raramente significative sono state ricavate dai numerosi pozzi per acqua, sempre a distruzione di nucleo, ed utilizzate, dopo esame critico e validazione, per la ricostruzione dell'architettura delle successioni pleistoceniche.

Importanti informazioni dirette derivano dal pozzo Terenzano 1, terebrato dall'AGIP nel 1963 (AGIP, 1977) e soprattutto dal contiguo Cargnacco 1 del 1993 (Venturini S., 2002), situato immediatamente a sud del margine meridionale del Foglio.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 14

Il primo ha raggiunto la profondità di 701 m, incontrando dapprima depositi continentali quaternari per 212 m, poi una successione torbiditica eocenica (*flysch di Cormons*) fino a 575 m ed infine calcari paleocenici di piattaforma.

Assai più complessa è la colonna stratigrafica del secondo, per la quale si rinvia a VENTURINI S. (2002) e al Capitolo III. Il pozzo, profondo 7.250 m, ha attraversato anche due importanti zone di sovrascorrimento a bassissimo angolo che accavallano fra loro porzioni della Piattaforma Carbonatica Friulana e si è arrestato in vulcaniti e vulcanoclastiti riolitico-riodacitiche del Ladinico.

Assieme a questi va ricordato il pozzo Gemona 1, realizzato dalla SNIA nel 1986. Il suo *log*, che è stato reinterpretato anche con l'ausilio di varie linee sismiche a riflessione industriali, esemplifica molto bene la complessa architettura del fronte pliocenico-quaternario della catena Sudalpina. Il *log* è stato utilizzato per la sezione A-A' del Foglio "Udine".

L'area del Foglio è interessata da una maglia molto fitta di linee sismiche a riflessione, realizzate dall'AGIP tra gli anni '70 e '90, e, localmente, anche da altre Compagnie italiane o straniere. 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	2.300 - 2.500 m/s
Serravalliano-Messiniano	3.000 m/s
Aquitaniano-Langhiano ("Gruppo di Cavanella")	4.100 m/s
unità torbiditiche tra base "Cavanella" e *top* carbonati	3.250 - 3.600 m/s
carbonati giurassico-cretacici (e paleogenici) di piattaforma	5.800 m/s
Dolomia Principale	7.000 m/s

Orizzonti sismostratigrafici di particolare evidenza, veri orizzonti-guida, sono rappresentati dalla base delle dolomie del Triassico superiore ("*unconformity* carnica") e dal *top* della successione langhiana del "Gruppo di Cavanella". Quasi sempre ben seguibile è anche il *top* della Piattaforma Carbonatica Friulana e, solo nel settore NW, la superficie erosionale messiniana ("*unconformity* messiniana").

Le isobate della base dei depositi quaternari, inserite nel campo cartografico, derivano da un lavoro esteso a tutta la pianura veneta orientale e 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* dei pozzi AGIP esistenti; la mappa generale è stata poi ritagliata secondo il confine dei Fogli (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a; in stampa/b).

Nella parte di pianura che rientra nel fronte sudalpino le isobate non sono state tracciate, a causa dell'impossibilità di estendere in catena l'orizzonte sismostrati-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 15

grafico "base del Quaternario", orizzonte che spesso si perde nella parte più alta delle sezioni sismiche (o addirittura ne esce) e della mancanza quasi totale di punti di taratura. Inoltre, nella parte settentrionale del Foglio è ragionevole ipotizzare la presenza di depositi conglomeratici, che nel contiguo "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a) e nella zona di Gemona (MONEGATO *et alii*, 2006) sono stati datati e cartografati. Tuttavia, in mancanza di controllo biostratigrafico tali unità del Pliocene inferiore-?medio e del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore sono indistinguibili litologicamente fra loro e da quelle pleistoceniche soprastanti.

1.6. - CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE DELLE STRUTTURE TETTONICHE NEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA

L'area del Foglio copre la metà settentrionale del fronte sudalpino pliocenico-quaternario sepolto nel sottosuolo della pianura friulana centro-orientale. I sovrascorrimenti sono in massima parte ciechi e sono stati definiti attraverso l'interpretazione delle sezioni sismiche a riflessione realizzate dall'AGIP e da altre Compagnie per la ricerca di idrocarburi, integrate con dati morfotettonici e strutturali *s.s.* di superficie. La copertura di linee è notevole e ha permesso quasi ovunque una buona ricostruzione delle geometrie dei sovrascorrimenti neoalpini, nonché dei loro rapporti reciproci e di quelli con le faglie dinariche eoceniche.

Preventivamente è stato necessario definire le faglie cieche, distinte in principali e secondarie secondo le norme dei Quaderni serie III, vol.1 (AA.VV., 1992), per vincolare anche le procedure analitiche e di realizzazione cartografica. Di seguito è riportata la definizione di "sovrascorrimento principale cieco" adottata.

Sovrascorrimento attivo, significativo per estensione e rigetti, in corrispondenza del quale è osservabile la deformazione di depositi quaternari in superficie e/o di morfostrutture di documentata età quaternaria. In mancanza di evidenze morfotettoniche deve essere visibile in profondità la dislocazione e/o la deformazione delle immagini sismostratigrafiche dei depositi quaternari. L'andamento planimetrico e la geometria sono ricavati dall'interpretazione di linee sismiche tarate con log *di pozzi e sondaggi; la traccia in superficie, qualora non marcata da anomalie morfotettoniche, è ottenuta prolungando fino in superficie la traccia della faglia con la stessa inclinazione osservata sulle linee sismiche dopo conversione dei tempi in profondità.*

La metodologia sopra indicata per tracciare sulla superficie topografica - e quindi riportarla nel campo cartografico - la *tip line* della struttura cieca, comunque non più visibile sopra la *datum line* (di regola il livello del mare), è stata ripetutamente verificata prima di diventare operazione standard e ha dato un'altissima percentuale di risultati positivi.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 17

PROGETTO CARG

II - STUDI PRECEDENTI

(G. Monegato, M.E. Poli, A. Zanferrari)

1. - PRE-PLIOCENE

Le prime ricerche geologiche nell'area del Foglio e limitrofe risalgono alla metà del 1800, quando il Comitato geologico di Vienna pubblicò le prime carte geologiche speditive della regione friulana (HAUER, 1858). Si deve a PIRONA (1864) l'osservazione che i terreni affioranti fra le valli dei torrenti Cornappo e Torre e del Fiume Isonzo non appartengono alle serie cretaciche ma a quelle eoceniche (da cui il termine di "*conglomerato pseudo-cretacico*" per descrivere i livelli di brecce carbonatiche grossolane che caratterizzano la base dei megabanchi del *flysch del Grivò*). TARAMELLI, che confermò questa attribuzione, individuò e descrisse nella sua Carta geologica del Friuli (1881a; 1881b) una prima grossolana stratigrafia delle successioni eoceniche, distinguendo una porzione più antica (con calcari brecciati, calcari marnosi, il "*conglomerato pseudo-cretacico*", microconglomerati e areniti carbonatici di varia granulometria chiamati "Pietra Piasentina") e una porzione più recente caratterizzata da prevalenti conglomerati a ciottoletti silicei e brecciole bioclastiche nummulitiche.

MARINELLI (1902) distinse all'interno della successione eocenica una zona inferiore (con prevalenti litofacies calcaree) passante in modo transizionale ad una superiore (nella quale predominano rocce marnose ed arenacee). L'Autore individuò nella zona friulana orientale: un orizzonte A, in cui "*ai più antichi strati di calcare brecciato si trovano intercalate delle marne grigie con ciottoli silicei e calcarei di varia natura*"; un orizzonte B di transizione, formato da "*pochi metri di calcare brecciato ricco di resti organici in special modo nummuliti*"; e

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 18

infine un orizzonte C di "*marne gialle e grigie contenenti ciottoli di varia natura e dimensioni, caratterizzate da numerosi frammenti di polipai*". DAINELLI (1915), nella monografia geologica e paleontologica sull'Eocene friulano, analizzò in particolare le principali località fossilifere del Friuli orientale (Buttrio, Noax, Tarcento e Attimis), attribuendole tutte al Luteziano.

FERUGLIO (1925a) pubblicò il Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (scala 1:100.000) e, nello stesso anno, la monografia sulla geologia della zona prealpina compresa fra l'Isonzo e l'Arzino (FERUGLIO, 1925b), che rappresentò allora la più accurata e innovativa descrizione e sintesi geologica del territorio friulano, fonte ancora oggi di preziose informazioni. In particolare, vi è descritta la stratigrafia degli *ellissoidi* del Natisone e della Bernadia, e sono definiti due complessi: uno inferiore, costituito da "*marne e arenarie (flysch) alternate a grossi banchi di brecce calcaree grossolane passanti superiormente a brecciole, a calcari arenacei compatti e a calcari marnosi*", al quale attribuì un'età eocenica inferiore; l'altro, superiore, descritto come "*complesso arenaceo marnoso in facies di flysch*" cui attribuì un'età luteziana. FERUGLIO assegnò ai banchi carbonatici principali un numero progressivo dal basso verso il tetto della successione, descrivendone i caratteri sedimentologici, lo spessore e le geometrie. Una serie di profili geologici radiali alla scala 1:40.000 e la carta geologica alla scala 1:150.000, che sintetizza i risultati dello studio, permisero all'Autore di formulare le prime fondamentali considerazioni sull'assetto strutturale dell'area e sulla sua evoluzione geologica, individuando nella "piega a ginocchio" la principale struttura tettonica dell'area qui considerata: "*L'Eocene… forma nel suo insieme una gran volta a dorso piatto che si inflette a ginocchio rovesciandosi verso la pianura. Questa piega a ginocchio si svolge fra Torreano e Nogruellis con direzione NW-SE; gira poi bruscamente verso N, rovesciandosi sopra l'ellissoide della Bernadia e infine ripiegandosi su se stessa ad angolo acuto in rispondenza del Campo di Bonis riprende la direzione da SE a NW, interrotta dopo breve tratto dalla piega-faglia periadriatica*."

Dopo questa monografia, per vari decenni nessuna significativa ricerca di carattere geologico fu più intrapresa nell'area friulana centrale e orientale.

Nel 1962, nell'ambito delle ricerche dell'AGIP nel territorio friulano per la ricerca di idrocarburi, MARTINIS istituì il *flysch di Cormons*, individuando tre litofacies (facies marnosa, marnoso-arenacea e conglomeratica). Successioni corrispondenti a questa unità, affioranti nell'area contigua del Collio sloveno, furono descritte da geologi sloveni: FANINGER *et alii* (1962), PAVLOVEC (1966) e CIMERMAN *et alii* (1974), che proposero il termine "*Strati di Medana*" attribuendo alla successione un'età cuisiana.

I risultati della perforazione eseguita dall'AGIP sui Monti della Bernadia (MARTINIS, 1966) misero in evidenza importanti ripetizioni tettoniche nella successione stratigrafica, provando l'alloctonia della massa carbonatica della

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 19

Bernadia (o ellissoide della Bernadia *Auct*.), situata nel Foglio 049 "Gemona del Friuli" al margine settentrionale del Foglio "Udine". Nel 1969, VENZO & BRAMBATI suddivisero, su basi sedimentologiche, la successione torbiditica del Friuli orientale in tre unità: *flysch di Cormons*, "*flysch di Stregna*" e "*flysch di Pulfero*", le due ultime presto abbandonate.

Gli eventi sismici che colpirono il Friuli nel 1976, portarono un rinnovato impulso alle indagini geologiche: ricordiamo la *Carta geologica dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976* alla scala 1:50.000 (MARTINIS (Ed.), 1977) e gli studi geofisici nel sottosuolo della pianura friulana (AMATO *et alii*, 1976; BARNABA, 1978) che misero in luce lo stile deformativo a sovrascorrimenti che la caratterizza proprio nell'area del Foglio "Udine".

Nel 1981 COUSIN pubblicò la sua fondamentale monografia sulla geologia dell'area di transizione alpino-dinarica. Lo studio della zona prealpina giulia venne effettuato soprattutto da un punto di vista stratigrafico e sedimentologico e quindi restò del tutto marginale il settore NE del Foglio, troppo tettonizzato per potervi effettuare adeguate analisi di tale tipo. La medesima area è stata trascurata anche nei successivi lavori di PIRINI RADRIZZANI *et alii* (1986), TUNIS & PIRINI RADRIZZANI (1987), TUNIS & VENTURINI S. (1984; 1987; 1989a; 1989b; 1992), VENTURINI S. & TUNIS (1988; 1991) e CATANI & TUNIS (2000), lavori con cui fu realizzato uno studio moderno a carattere principalmente stratigrafico-sedimentologico delle successioni torbiditiche delle Prealpi Giulie. A questi Autori si deve lo studio delle varie unità torbiditiche maastrichtiane affioranti nella valle dello Judrio, delle sequenze paleocenico-eoceniche inferiori del *flysch del Grivò* e di quelle dell'Eocene inferiore e medio del *flysch di Cormons* affiorante nella zona del Collio friulano. Negli stessi anni furono pubblicate tre Note che rappresentano testi di riferimento: quella di CATI *et alii* (1989b), sulla stratigrafia, le geometrie e l'evoluzione della Piattaforma Carbonatica Friulana, ricostruite nel sottosuolo della pianura veneto-friulana, e quelle di MASSARI *et alii* (1986a; 1986b) che hanno definito le caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche delle unità cattiano-messiniane della regione veneto-friulana.

Da ricordare, infine, gli studi sulla cristallinità dell'illite (BONAZZI & TUNIS, 1990; BONAZZI *et alii*, 1996) e sulle tracce fossili (TUNIS & UCHMAN, 1996), effettuati sulle unità torbiditiche paleogeniche del Friuli orientale.

Per quanto riguarda l'assetto tettonico dei settori NE e NW del Foglio, va sottolineato che non vi era mai stato effettuato uno studio strutturale moderno e sistematico alla macro- o alla mesoscala, né un rilievo geologico di dettaglio prima delle ricerche per la realizzazione del Foglio 066 "Udine".

A livello regionale, un primo quadro strutturale moderno fu proposto da COUSIN (1981), ma è con DOGLIONI & BOSELLINI (1987) che venne definito il quadro geodinamico cenozoico della regione slovena occidentale e friulana centro-orientale, con il riconoscimento di un evento dinarico (o mesoalpino) paleo-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 20

cenico-eocenico seguito da un evento neoalpino miocenico-quaternario. Entrambi furono caratterizzati da un sistema catena-avanfossa: quello dinarico migrante verso WSW, quello neoalpino verso SE-SSE. Un'altra sintesi sull'evoluzione dell'intero sistema catena-avanfossa sudalpino a partire dall'Oligocene, realizzatasi in un contesto di convergenza obliqua associata a rotazione antioraria del margine settentrionale dell'Adria, è stata presentata da MASSARI (1990).

Indagini strutturali sistematiche, effettuate alla mesoscala in tutte le Prealpi Giulie (POLI, 1995; 1996), vi hanno definito l'esistenza e la cinematica dell'evento dinarico e la sovrapposizione dei due sistemi strutturali a pieghe e sovrascorrimenti. Ulteriori ricerche (PONTON & TUNIS, 1996; CAPUTO *et alii*, 2003) hanno fornito nuovi contributi a tale quadro strutturale. VENTURINI S. & TUNIS (1988) ipotizzarono invece un'evoluzione geodinamica dominata da tettonica di tipo trascorrente secondo direttrici NW-SE, con formazione di bacini di *pull-apart* in tutta la zona friulana centro-orientale e slovena occidentale a partire dal Cretacico superiore fino almeno all'Eocene medio.

Nell'ambito del Progetto Finalizzato Geodinamica furono realizzate le sintesi geologiche regionali di CASTELLARIN (1981) e di BIGI *et alii* (1990), nonché quelle sull'evoluzione neotettonica, allora pioneristiche ma ora largamente obsolete, di CARULLI *et alii* (1980), CAROBENE *et alii* (1981) e ZANFERRARI *et alii* (1982).

Un quadro aggiornato sui caratteri strutturali del fronte sudalpino nell'area veneta orientale e friulana e sulla definizione delle maggiori sorgenti sismogeniche è stato presentato da GALADINI *et alii* (2005). Due sorgenti rientrano nell'area del Foglio: quella Susans-Tricesimo, cui è attribuito il sisma del 6.5.1976, e quella Arba-Ragogna, silente, cui corrisponde il fronte nel Foglio "Maniago".

Per quanto riguarda le successioni pre-plioceniche e l'architettura del sottosuolo della pianura del Foglio "Udine", informazioni dirette derivano dai pozzi AGIP Terenzano 1, terebrato nel 1963 (AGIP, 1977) e soprattutto dal contiguo Cargnacco 1 del 1993 (VENTURINI S., 2002), situato immediatamente a sud del margine meridionale del Foglio. Assieme a questi va ricordato il pozzo Gemona 1, realizzato dalla SNIA nel 1986. Il suo *log*, reinterpretato anche con l'ausilio di varie linee sismiche a riflessione industriali, esemplifica molto bene la complessa architettura del fronte pliocenico-quaternario.

L'area del Foglio è interessata da una fitta maglia di linee sismiche a riflessione, realizzate dall'AGIP negli anni '70-'90, e, localmente, da altre Compagnie italiane o straniere. Alcune sezioni sismiche (le prime in quest'area), eseguite nel 1976 nell'ambito degli studi conseguenti al sisma del Friuli, furono immediatamente interpretate e pubblicate (AMATO *et alii*, 1976). Altre, di poco successive, furono rese pubbliche quale contributo dell'AGIP al Progetto Finalizzato Geodinamica (PIERI & GROPPI, 1981). Le numerose linee sismiche, tarate con i *log* rivisitati dei pozzi AGIP per ricerca di idrocarburi dell'area veneta orientale e friulana, sono state utilizzate in vari lavori pubblicati all'inizio di questo decen-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 21

nio per una ricostruzione più dettagliata dell'architettura del sottosuolo della pianura sia in catena che in avampaese. Per il primo settore vanno ricordati MERLINI *et alii* (2002), PERUZZA *et alii* (2002), POLI *et alii* (2002), FANTONI *et alii* (2003), ZANFERRARI *et alii* (2003), GALADINI *et alii* (2005); per l'avampaese FANTONI *et alii* (2002), NICOLICH *et alii* (2004), DI GIULIO *et alii* (2005; in stampa). Con tali lavori è stata anche definita in modo adeguato l'evoluzione cenozoica stratigrafica, sedimentologica e strutturale del sottosuolo della pianura friulana, dapprima avampaese dinarico nel Paleogene, poi sudalpino nel Miocene e infine, nel Pliocene-Quaternario, avampaese condiviso fra la catena Nord-appenninica e quella Sudalpina orientale.

2. - PLIOCENE-QUATERNARIO

Le successioni quaternarie sono state descritte in modo esteso innanzi tutto da PIRONA (1861), mentre TARAMELLI (1875; 1881a; 1881b) produsse le prime carte geologiche dell'anfiteatro morenico del Tagliamento e della pianura antistante. Nei suoi lavori TARAMELLI ritenne che una fase alluvionale terziaria ricoprì l'intera pianura: ad essa sarebbero da attribuire i conglomerati del sottosuolo ed alcuni lembi affioranti tra cui i colli di Osoppo e di Udine. Successivamente, il ghiacciaio del Tagliamento, nella fase di massima espansione, si sarebbe spinto fino al mare (TARAMELLI, 1875) congiungendosi probabilmente con quelli dell'Isonzo e del Piave, mentre l'attuale anfiteatro e la piana alluvionale avrebbero avuto origine da un'espansione minore. TARAMELLI rilevò l'influenza dei colli di Buia e di Susans nella separazione in lobi del ghiacciaio; inoltre, divise in tre gruppi principali concentrici le cerchie dell'anfiteatro e, in pianura, suddivise le aree di spaglio di tre diversi scaricatori fluvioglaciali, distinguendo anche le fasi di deposizione delle alluvioni.

MARINELLI (1900; 1902) interpretò come più antichi, rispetto al resto dell'anfiteatro, i depositi glaciali presenti nel settore esterno dell'anfiteatro tra Zampis e Qualso, attribuendo a tali morene un'età *Diluviale medio-antica*; questa ipotesi sarà ripresa successivamente da vari Autori (FERUGLIO D. & FERUGLIO G., 1907; PENCK & BRÜCKNER, 1909). DE GASPERI (1921) inserì tutti i depositi nel *Diluviale recente*, classificando come *conglomerati interglaciali* quelli presenti all'interno della valle del Cormor. A TELLINI (1892) si deve la descrizione geologica della Tavoletta "Majano", nonché della Tavoletta "Udine" (TELLINI, 1900); a FERUGLIO D. & FERUGLIO G. (1907) quella della Tavoletta "Tricesimo". I due ultimi lavori sono accompagnati da carte geologiche alla scala 1:50.000, tuttora di grande interesse, con suddivisione dei depositi quaternari in unità di varie età. Nelle Tavolette "Udine e "Tricesimo", sulla base di osservazioni di trincee e sondaggi, i depositi alluvionali della pianura e quelli glaciali vengono suddivisi in *Attuale, Alluviale,*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 22

Diluviale recente, medio e antico, attribuendo un'età *Villafranchiana* e *Diluviale* a parte dei conglomerati che si trovano nel sottosuolo della pianura e *messiniana* ai depositi costituenti il colle di Udine (TELLINI, 1900).

Nel 1925 venne pubblicato il Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (FERUGLIO, 1925a). Per i depositi glaciali ivi ricadenti FERUGLIO introdusse lo schema delle glaciazioni formulato da PENCK & BRÜCKNER (1909). In questo ed in altri lavori (FERUGLIO, 1920; 1925c; 1929a; 1929b) l'Autore attribuì gran parte dell'anfiteatro tilaventino al *Würm* e agli stadi *postglaciali*, eccetto le morene di Zampis e Qualso che considerò *Rissiane*. Gran parte della pianura venne ritenuta del *Diluviale recente*, mentre furono attribuiti al *Diluviale medio e antico* i rilievi isolati della pianura friulana (Udine, Orgnano, Variano, Carpeneto e Pozzuolo) e al *Villafranchiano* il colle di Udine. SACCO (1937) riassunse i dati degli Autori precedenti e diede un'interpretazione dell'anfiteatro morenico del Tagliamento che ricalca quella di NIEVO (1908): attribuì le cerchie più esterne al *Mindel*, la cerchia principale al *Riss*, e le cerchie interne al *Würm*. Nel 1937 fu pubblicato il Foglio 26-Tolmino (FABIANI *et alii*, 1937), in cui è presentata la descrizione dei depositi glaciali dei bacini dell'Isonzo e del Natisone.

A COMEL si deve una serie di fondamentali lavori di carattere geologico-pedologico inerenti l'anfiteatro morenico del Tagliamento e la pianura friulana (COMEL, 1938; 1939; 1954; 1955; 1957; COMEL *et alii*, 1982), affiancati ad altri nei quali l'Autore prende in considerazione diversi aspetti delle caratteristiche dei suoli (COMEL, 1968) e della costruzione della pianura (COMEL, 1947; 1962).

GORTANI (1959) pubblicò la carta della glaciazione würmiana in Friuli, in cui appare una ricostruzione di tale espansione glaciale che sarà utilizzata acriticamente nei lavori successivi fino ad oggi: in essa il limite superiore della massa glaciale nell'area prealpina e nell'anfiteatro venne posto a quote molto elevate, in quanto fu fatto erroneamente coincidere con le tracce di glaciazioni più antiche.

Negli anni '70 e '80, per motivi applicativi ed in conseguenza degli eventi sismici del 1976, gli studi geologici dei depositi quaternari nell'area riguardarono tematiche più specifiche. Tra i più significativi ricordiamo quelli eseguiti in prospettiva sismica (CARRARO & PETRUCCI, 1977; MARTINIS (Ed.), 1977; ZANFERRARI *et alii*, 1982; SLEJKO *et alii*, 1987), nonché gli studi di microzonazione sismica dei piani regolatori di molti Comuni; i numerosi lavori riguardanti l'idrogeologia della pianura friulana (STEFANINI, 1972; 1978; STEFANINI & CUCCHI, 1977); la raccolta sistematica dei dati di sottosuolo (STEFANINI, 1986; AA.VV., 1990); gli studi geomorfologici (CARRARO & PETRUCCI, 1982; CROCE & VAIA, 1985; CAVALLIN *et alii*, 1987; VENTURINI C., 1988; CASTIGLIONI (Ed.), 1997; VENTURINI C. *et alii*, 2004).

PROGETTO GARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 23

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E LINEAMENTI STRUTTURALI

(M. E. Poli, A. Zanferrari)

Nell'attuale quadro cinematico del sistema Alpi-Appennino l'area del Foglio "Udine" è situata a cavallo del fronte pliocenico-quaternario della catena Sudalpina orientale (CSO) e del relativo avampaese (Fig. 2). La catena si estende dalla faglia Schio-Vicenza a ovest (SV in Fig. 2) al sistema di Idrija, 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. 2). L'avampaese comprende la quasi totalità della pianura veneta orientale e friulana e l'*offshore* adriatico.

Nel suo insieme la catena Sudalpina, parte del settore settentrionale della microplacca Adriatica, rappresenta un sistema a pieghe e sovrascorrimenti retrovergente rispetto a quella Alpina (cfr. SCHMID *et alii*, 2004 e bibl. cit.).

Contrariamente alla parte interna della CSO, dove sono presenti anche scaglie di basamento, nell'area friulana centro-meridionale, in cui rientra il Foglio, la CSO è 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 (Fig. 3).

L'architettura della CSO è profondamente influenzata dalle eredità strutturali sia della tettonica estensionale e della paleogeografia mesozoiche sia della tettonica compressiva che nel Paleogene ha originato la catena Dinarica esterna: ne risultano condizionate sia le geometrie delle unità tettoniche sudalpine sia la loro evoluzione.

Nel sottosuolo del Foglio è presente un basamento pre-alpino che si ritiene essere costituito dalle successioni paleozoiche non- o semi-metamorfiche (Caradociano-

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 24

Bashkiriano), che affiorano a nord del sistema della faglia Valsugana-Fella-Sava (V e FS in Fig. 2) nelle Alpi Carniche centrali e orientali (VENTURINI C., 1990; VENTURINI C. *et alii*, 2002), dove formano la catena Paleocarnica varisica e la sua copertura tardo-orogenica (Moscoviano *p.p.* - Artinskiano). Corrispondenti successioni del Permiano Inferiore sono state incontrate tra 7.130 e 7.350 m di profondità dal l.m. nel pozzo AGIP Amanda 1 bis (CATI *et alii*, 1989b), ubicato nell'*offshore* adriatico 25 km a sud della foce del Tagliamento (Fig. 4).

Al basamento varisico viene fatto corrispondere il basamento magnetico: il rilievo aereomagnetico realizzato dall'AGIP (CATI *et alii*, 1989a) ne ha definito profondità e andamento del tetto (Fig. 4).

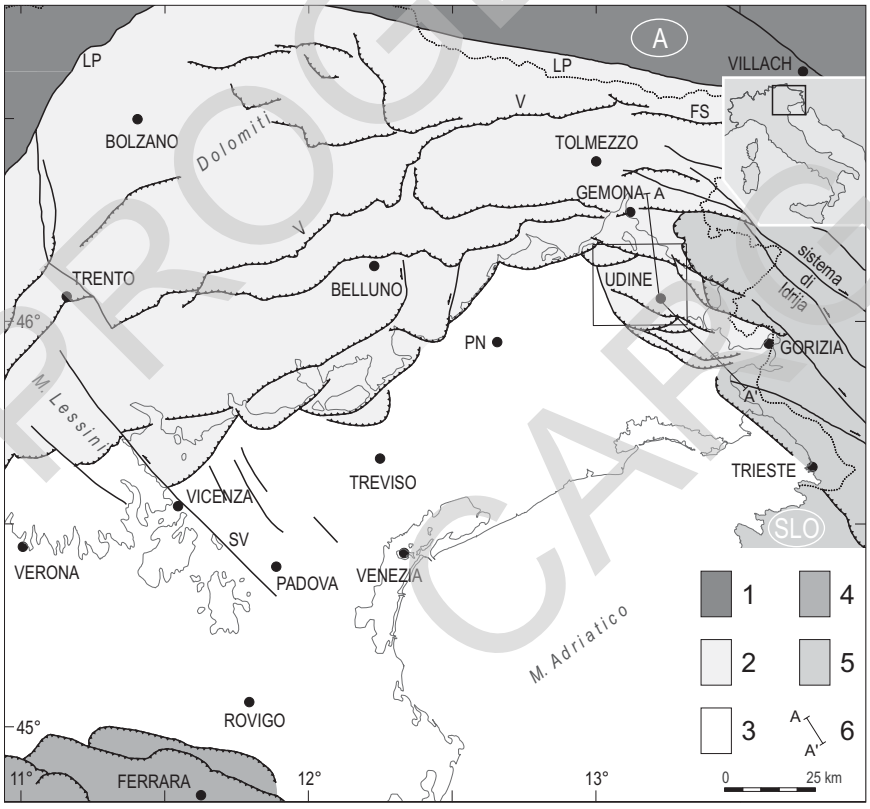


Fig. 2 - *L'area del Foglio 066 "Udine" nel quadro del sistema Alpi-Appennino. Legenda: 1 - Austroalpino; 2 - catena Sudalpina orientale; 3 - avampaese sudalpino orientale, condiviso con la catena Appenninica settentrionale; 4 - catena Appenninica settentrionale; 5 - regione a prevalente strutturazione dinarica paleogenica; 6: traccia del profilo di Fig. 3.* LP*: Lineamento Periadriatico;* V *e* FS*: sistema della faglia Valsugana-Fella-Sava;* SV*: faglia Schio-Vicenza.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 25

Tale superficie 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 oltre 11 km sotto Gemona; si trova tra 8,7 e 10,5 km nel sottosuolo dell'area del Foglio. Nel settore orientale di questo è presente un potente e vasto corpo di vulcaniti e vulcanoclastiti riolitico-riodacitiche con minori livelli terrigeni (Ladinico), incontrato da 6.875 m di profondità fino a fondo pozzo (7.250 m) nel Cargnacco 1 (VENTURINI S., 2002). In corrispondenza del settore occidentale il rilievo aereomagnetico ha inoltre evidenziato un grande corpo di vulcaniti basiche, che sono attribuite alla Formazione del Dimon (Tournaisiano-Viseano inferiore della Catena Paleocarnica: LÄUFER *et alii*, 1993); il tetto del corpo vulcanico passa da circa 8,7 km di profondità (a sud) a circa 9,7 km (a nord).

1. - EVOLUZIONE PERMO-MESOZOICA: LA PIATTAFORMA CARBONATICA FRIULANA E I BACINI

La successione alpina nell'area carnica inizia nel Permiano Superiore con la *breccia di Tarvisio* (incontrata tra 7.070 e 7.130 m di profondità dal l.m. nel pozzo Amanda 1 bis) e/o il *conglomerato di Sesto*. La successione permo-triassica è quella classica della regione carnico-dolomitica (ANTONELLI *et alii*, 1990; CARULLI *et alii*, 1998; 2000a; 2000b; 2003; VAI *et alii*, 2002; VENTURINI C., 1990; e relative bibliografie) e presenta due unità che nella tettogenesi cenozoica costituiscono i due maggiori orizzonti di scollamento (cfr. Fig. 3): la Formazione a Bellerophon (Permiano sup.) e la *formazione di Travenanzes* (Carnico sup.). Il secondo è posto alla base di una successione carbonatica dell'ordine di 1.700-2.300 metri di spessore, costituita dalla Dolomia Principale (Carnico superiore-Retico), dal *calcare del Dachstein* (Retico) e dal Gruppo dei Calcari Grigi (Hettangiano-Carixiano nell'area friulana). La base della potente successione carbonatica corrisponde a un importante orizzonte sismostratigrafico, che appare ben definito sulle sezioni sismiche industriali, nell'interpretazione delle quali viene chiamato tradizionalmente "*unconformity* carnica".

La paleogeografia della regione, che aveva iniziato a differenziarsi in bacini e piattaforme di ridotte dimensioni già nel Triassico medio e poi di nuovo, più ampiamente, nel Triassico superiore - Giurassico inferiore, si configura definitivamente nel Giurassico medio (Fig. 5). Essa è dominata dalla Piattaforma Carbonatica Friulana (PCF) (CATI *et alii*, 1989b), in cui ricade totalmente l'area del Foglio.

La proiezione in superficie del margine della PCF 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 AGIP esplorativi (Fig. 4), è stato interessato da ripetute progradazioni e retrogradazio-

PROGETTO CARG

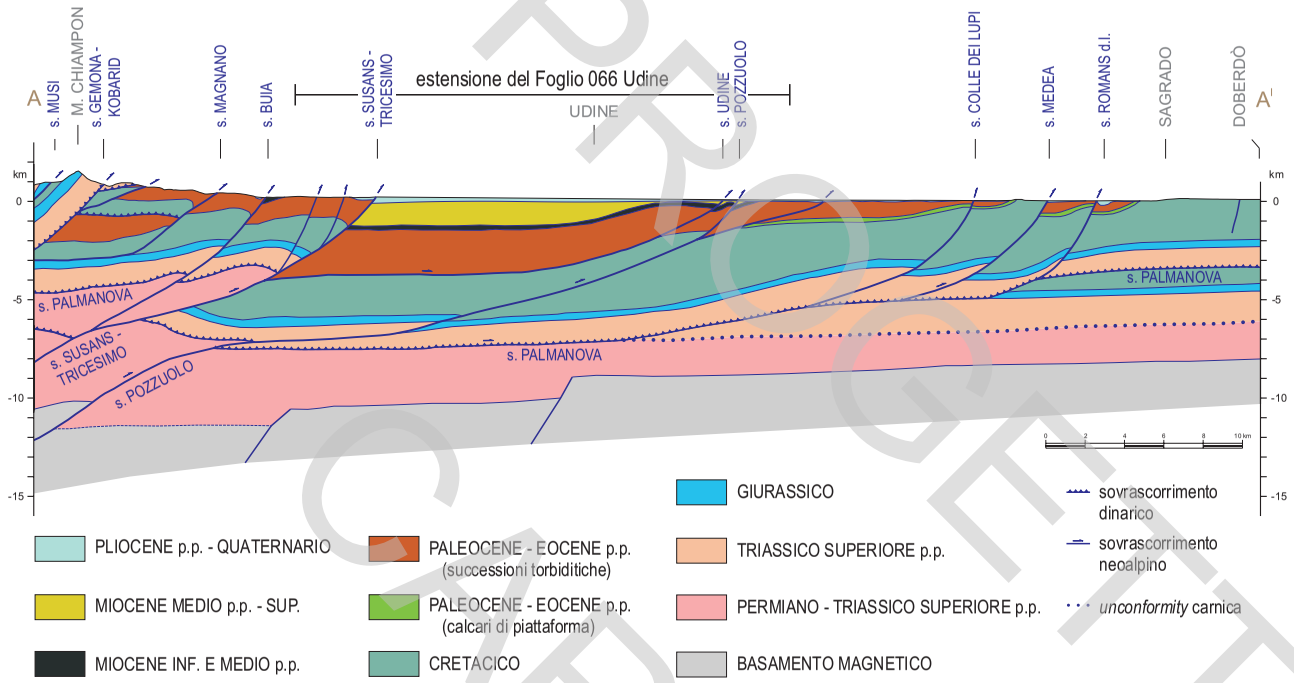


Fig. 3 - *Architettura del settore esterno della catena Sudalpina orientale tra la zona di Gemona del Friuli e il Carso (traccia in Fig. 2). La sezione, che rappresenta un aggiornamento parziale di quella presentata in* Poli et alii *(2002), è stata realizzata sulla base di nuovi dati geologici e strutturali, inediti o acquisiti nell'ambito del Progetto CARG-FVG (Fogli 049 "Gemona del Friuli", 065 "Maniago" e 066 "Udine", e sulla base dell'interpretazione e conversione in profondità di sezioni sismiche industriali (mediamente fino a 7 km dal l.m.), tarate con i pozzi AGIP Terenzano 1, Cargnacco 1 e Lavariano 1. Andamento e profondità del tetto del basamento magnetico da* Cati et alii, *1989a. Si noti la riutilizzazione di un tratto del sovrascorrimento dinarico WSW-vergente di Palmanova da parte degli accavallamenti più esterni, S-vergenti, del fronte sudalpino.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 27

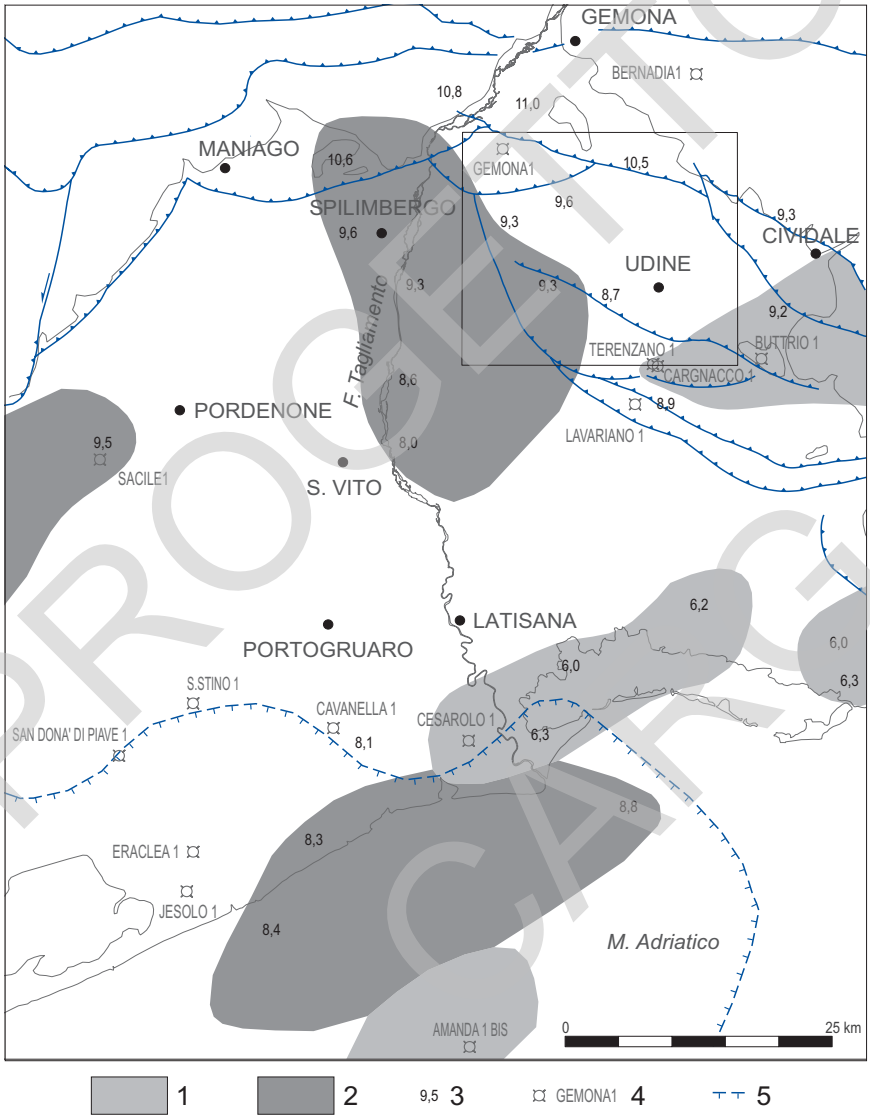


Fig. 4 - *Carta strutturale del basamento magnetico, con la distribuzione dei maggiori corpi vulcanico-vulcanoclastici di età ladinica* (1) *e carbonifera* (2) *individuati dal rilievo aereomagnetico (da* CATI et alii, *1989a, modificata); la profondità in km* (3) *si riferisce al tetto del basamento 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.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 28

ni (CATI *et alii*, 1989b). Il caratteristico andamento planimetrico a gradini del margine della PCF evidenzia l'impostazione del sistema bacini-PCF in un quadro tettonico dominato da faglie estensionali a direzione NW-SE segmentate da faglie trascorrenti o transtensive NE-SW (in coordinate attuali).

La PCF è circondata da un dominio bacinale, nel quale tradizionalmente si distinguono in senso antiorario: il Bacino Sloveno (o di Tolmino o Giulio), impostatosi già nel Ladinico (BUSER, 1989); il Bacino Carnico, apertosi nel Norico (PODDA & PONTON, 1997); il Bacino di Belluno, che si fa risalire al Giurassico inferiore. In questa sede, anche sulla base dei dati raccolti per la realizzazione del Foglio 049 "Gemona del Friuli" e in quelli contigui nell'ambito del Progetto CARG-FVG, il primo e il secondo sono unificati nel "Bacino Carnico-Sloveno" (BCS) per quanto riguarda la paleogeografia del Trias superiore e del Giurassico-Cretacico.

La PCF, nel settore occidentale, si sviluppò nel Giurassico inferiore sui blocchi meno subsidenti (tasso medio di subsidenza: 0,05 mm/a), con un annegamento marginale al passaggio Giurassico inferiore-medio che produsse sottoalimentazione del Bacino di Belluno, il quale raggiunse allora il primo massimo di profondità (PICOTTI *et alii*, 2003). Un secondo e fondamentale picco di subsidenza si

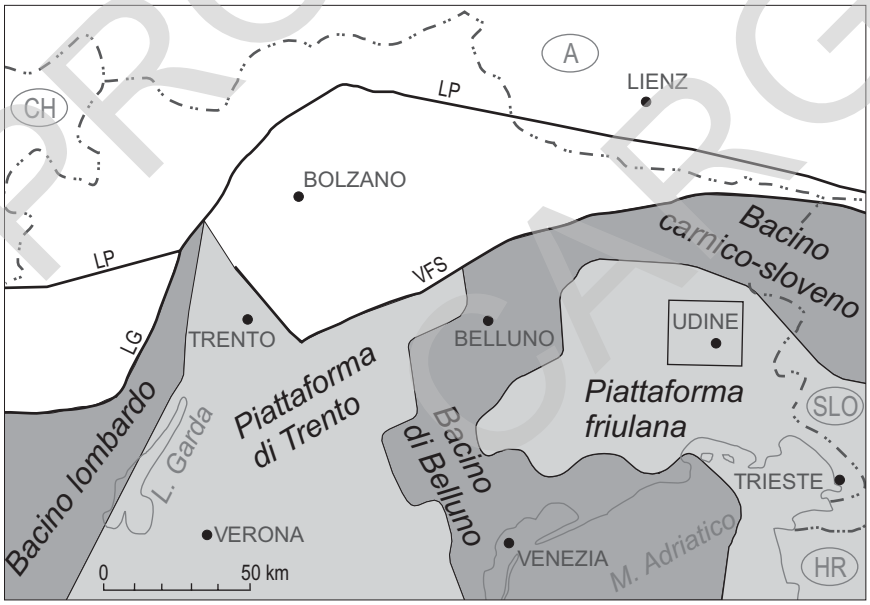


Fig. 5 - *Schema della paleogeografia del Sudalpino centro-orientale tra il Giurassico medio e la fine del Cretacico. L'andamento del margine della PCF è ben definito in avampaese sulla base dei numerosi dati delle indagini per la ricerca di idrocarburi; nel settore settentrionale, in corrispondenza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

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 29

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 sottoalimentazione del Bacino di Belluno, il quale raggiunse una paleobatimetria di circa 1.400 m (FANTONI *et alii*, 2002). Nel Giurassico finale - Cretacico inferiore il tasso di subsidenza scese nuovamente fino a 0,02 mm/a, con un tasso di sedimentazione dello stesso ordine di grandezza in bacino (0,01 mm/a).

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

Questa evoluzione, che continuò nel Cretacico Superiore, produsse nella PCF uno spessore complessivo di circa 4 km di carbonati tra il Giurassico medio e la fine del Cretacico; nel Bacino di Belluno, e presumibilmente anche nel BCS, nel Cretacico Superiore si raggiunse una paleobatimetria di 1.200-1.500 m (FANTONI *et alii*, 2002).

2. - EVOLUZIONE PALEOGENICA: IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DINARICO

Nel Senoniano, la parte del BCS situata nella regione di Bovec/Tolmino (Slovenia occidentale) cominciò ad essere interessata dalla sedimentazione torbiditica legata alla strutturazione della catena Dinarica esterna (COUSIN, 1981).

Per quanto riguarda la contigua regione friulana centro-orientale, in cui rientra l'area del Foglio "Udine", l'evento Dinarico fu di enorme importanza, in quanto determinò l'estinzione della PCF durante il Maastrichtiano, l'accumulo di almeno 4.000 m di torbiditi, un raccorciamento crostale in direzione est-ovest dell'ordine di alcune decine di km (oltre 65 km sono stimati nella Slovenia occidentale: PLACER, 1981).

Con l'inizio della sedimentazione delle torbiditi senoniane il Bacino Sloveno *s.s.* diventò parte dell'avanfossa dinarica che, nel contesto della migrazione del sistema catena-avanfossa verso WSW (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987), raggiunse nel Maastrichtiano l'area a cavallo del confine italo-sloveno, interessando l'area di transizione bacino-scarpata della PCF presente nella zona M. Mia - M. Vogu (TUNIS & VENTURINI S., 1984; 1989b).

Limitandoci in questa sede al settore meridionale delle Prealpi Giulie e Carniche e al sottosuolo dell'antistante pianura friulana, si osserva che l'avanfossa continuò ad estendersi verso ovest fino all'Eocene medio, sempre sulla PCF annegata oppure su di una nuova piattaforma carbonatica che localmente si sviluppò tra il Paleocene e l'Eocene inferiore. Nel Foglio "Udine", in affioramento e nel sottosuolo, la risposta sedimentaria alla tettonica dinarica del Paleocene

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 30

superiore-Eocene inferiore è rappresentata dai circa 2.500 m del *flysch del Grivò* (GRI) e delle *marne e arenarie di Savorgnano* (SVO).

La tettogenesi dinarica terminò nell'Eocene medio-superiore; il fronte dinarico esterno è qui rappresentato dal sovrascorrimento di Palmanova, cartografato come "faglia sepolta": la sua *tip line*, sigillata dalla successione miocenica e proiettata in superficie, corre con direzione NNW-SSE in prossimità del margine occidentale del Foglio.

Di particolare interesse è l'evoluzione della PCF durante l'evento Dinarico che ne causò l'estinzione o per annegamento o per emersione durante il Maastrichtiano. In tale periodo, infatti, all'approssimarsi del fronte dinarico lo *slope* e la porzione più orientale della PCF cominciarono prima ad essere flessurati verso est e poi ad essere interessati da gradinate di faglie normali, che fecero sprofondare i blocchi alla batimetria della piana batiale, producendo ingenti corpi di brecce carbonatiche (*breccia di Montefosca*), nelle quali si inserirono apporti emipelagici (tipo *scaglia rossa*). Su tali depositi, già nel Maastrichtiano inferiore, iniziò la deposizione della successione torbiditica (PIRINI RADRIZZANI *et alii*, 1986). In particolare, essa è caratterizzata nel Thanetiano *p.p.*-Ypresiano *p.p.* dalle gigantesche sismotorbiditi calciclastiche del *flysch del Grivò* (TUNIS & VENTURINI S., 1992; CATANI & TUNIS, 2000), che testimoniano un rapido avanzamento del fronte con forte erosione tettonica del settore orientale della PCF.

Il resto della piattaforma (approssimativamente dalla parte centro-orientale fino al suo margine occidentale verso il Bacino di Belluno) fu sollevata e sottoposta ad erosione subaerea e ad incarsimento (es.: IACCARINO & ROVERI, 1964) all'incirca dal Maastrichtiano inferiore al Paleocene medio *p.p.*, costituendo in tale periodo il rialzo periferico (*peripheral bulge*) della catena Dinarica.

Nel settore prealpino carnico centrale, l'ulteriore avanzamento del fronte dinarico nel Paleocene medio-superiore - Eocene inferiore (in concomitanza di una delle maggiori fasi di crescita della catena) ha portato, con un classico processo di *yo-yoing*, la parte dell'antica PCF prossima al fronte a una profondità tale da ricevere ed accumulare oltre un migliaio di metri di emipelagiti e brecce carbonatiche (*scaglia rossa friulana*, Selandiano *p.p.*-Ypresiano inf.) e di torbiditi fini (*flysch di Clauzetto*, Ypresiano sup.) (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a).

Anche se analoga cronologicamente, la situazione nel settore friulano orientale - e in quello del Foglio in particolare - è alquanto differente dalla precedente, come risulta dal *log* del Cargnacco 1 (VENTURINI S., 2002). La superficie della PCF, mancante dei termini campaniani, maastrichtiani e daniani (per smantellamento subaereo e/o per erosione tettonica), subì una trasgressione nel Paleocene medio, con formazione di una nuova piattaforma di età paleocenica media-eocenica inferiore *p.p.* Anche se di estensione relativamente limitata e di modesto spessore (un centinaio di metri di "calcari a Miliolidi"e di "calcari a Nummuliti ed Alveoline"), tale piattaforma fu però un'importante produttrice di ciottoli carbonatici e talora di detrito a

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 31

macroforaminiferi soprattutto nel *flysch del Grivò* e subordinatamente nelle *marne e arenarie di Savorgnano*. Nel sottosuolo del Foglio la nuova piattaforma carbonatica fu poi portata durante l'Ypresiano, sempre a causa dell'avanzare dei sovrascorrimenti dinarici, in condizioni di rampa subsidente in arretramento verso ovest. Infine, al passaggio Ypresiano-Luteziano si verificò un rapido annegamento e i calcari di rampa a Nummuliti furono drappeggiati da alcuni metri di peliti emipelagiche, sulle quali iniziò a deporsi in *onlap* (ben evidente nelle linee sismiche) il *flysch di Cormons*.

L'area del Foglio fu infine raggiunta dal fronte dinarico nell'Eocene medio-superiore, incorporata in esso e sollevata, subendo quindi erosione subaerea fino alla fine dell'Oligocene.

3. - EVOLUZIONE NEOGENICO-QUATERNARIA: L' EVENTO INSUBRICO E IL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA DEL SUDALPINO ORIENTALE

A partire dall'Oligocene superiore, la contemporanea indentazione della placca Adriatica al di sotto del sistema alpino *s.s.* (CASTELLARIN *et alii*, 2006) e la trascorrenza destra lungo il Lineamento Periadriatico (MASSARI, 1990; RATSCHBACHER *et alii*, 1991; FODOR *et alii*, 1998), hanno portato alla formazione della catena Sudalpina orientale a pieghe e sovrascorrimenti SE-vergenti (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000).

L'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area del Foglio "Udine" e di quelle limitrofe tra il Miocene e l'Attuale è caratterizzata da due eventi contrazionali, a loro volta polifasici: l'evento Insubrico e quello Neoalpino. Nella letteratura regionale relativa, apparsa a partire dagli anni '80, esistono tuttavia differenze di vario peso sia per la nomenclatura dei due eventi sia per la loro suddivisione in fasi che per la relativa cinematica e l'inquadramento nell'evoluzione tettonica recente del sistema Alpi-Appennino.

Parte delle differenze in oggetto sono derivate innanzi tutto da una incompleta conoscenza del quadro tettonico e sedimentario del sottosuolo della pianura veneto-friulana, quadro ora realizzato. In secondo luogo, molto peso ha avuto un approccio cinematico fuorviante che ha portato a considerare il campo locale di sforzo, determinato cioè da una risposta spesso legata a situazioni geometriche e reologiche ereditate, come campo regionale di sforzo da estendere a tutta la catena Sudalpina sia per numero che cronologia delle fasi.

Pertanto, il quadro evolutivo qui presentato e riferito in generale alla regione comprendente il Veneto orientale, il Friuli, la Slovenia occidentale e la pianura veneto-friulana, si basa: a) su una conoscenza del sottosuolo della pianura aggiornata e ormai esaustiva dal punto di vista biostratigrafico (MANCIN *et alii*, 2005) e da quelli stratigrafico-sedimentologico e strutturale (FANTONI *et alii*, 2002; MERLINI *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005; DI GIULIO *et alii*, in stampa); b) su

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 32

una più ampia conoscenza dei caratteri strutturali dell'area prealpina antistante, che deriva sia da lavori pubblicati (POLI *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005) che soprattutto dalla cartografia di dettaglio, dalle analisi mesostrutturali, biostratigrafiche, sedimentologiche, petrografiche e geocronologiche effettuate per la realizzazione dei Fogli del Progetto CARG-FVG.

I caratteri stratigrafici e sedimentologici della successione miocenica dell'avampaese/avanfossa sudalpina orientale in affioramento ("molassa veneto-friulana" *Auct.*) sono trattati esaustivamente in MASSARI *et alii* (1986a; 1986b; 1994) e MELLERE *et alii* (2000).

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 inizialmente 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 l'associazione dei minerali pesanti (MASSARI *et alii*, 1986a), 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 solo nel Burdigaliano l'attuale area costiera, sigillando l'antica topografia oligocenica con spessori massimi dell'ordine delle molte decine di metri contro molte centinaia di metri nell'area collinare veneto-friulana.

Nell'area del Foglio le successioni aquitaniano-langhiane sono presenti solo nel sottosuolo della pianura, compreso il settore orientale che va da Udine fino a margine dei colli, al piede dei quali corre il sistema del sovrascorrimento Susans-Tricesimo. La successione è variamente dislocata in corrispondenza sia di quest'ultimo che degli altri sovrascorrimenti frontali, fino ad essere in parte o del tutto smantellata quando è stata portata in affioramento dall'attività delle faglie stesse: si vedano i *log* dei contigui pozzi AGIP Cargnacco 1 (60 m di solo Miocene inf.), Terenzano 1 (0 m), Buttrio 1 (0 m). Nel pozzo Lavariano 1 sono segnalati 198 m di Burdigaliano-Langhiano, discordanti sul *flysch di Cormons*.

3.2. - EVENTO NEOALPINO

Nell'intervallo Serravalliano-Attuale si è strutturata la catena Sudalpina orientale in più fasi (CASTELLARIN *et alii*, 1992), che in letteratura hanno nome,

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 33

durata e cinematica più o meno differenti. Ciò anche a causa delle ripetute oscillazioni della direzione di massima compressione σ_1 (locale) tra NNW-SSE e NW-SE (localmente fino a NNE-SSW), direzione che è stata misurata nelle rocce di età tortoniano-pleistocenica media del settore prealpino veneto orientale-friulano (CAPUTO *et alii*, 2003). Per le considerazioni prima espresse e relativamente a tale settore, si preferisce distinguere solo due fasi neoalpine 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 creò nell'avanfossa sudalpina. Nella regione comprendente il Foglio, la direzione di contrazione crostale oscilla tra NNW-SSE e NW-SE (CAPUTO *et alii*, 2003); la direzione della maggior parte dei sovrascorrimenti e delle pieghe relative è N 60°-80° E.

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 2.500 m nelle Prealpi Carniche, si assottiglia però rapidamente verso la costa adriatica (appena 225 m nel pozzo Cavanella 1; 0 m in pozzi profondi per acqua della zona di Grado, sulla costa a SSE di Udine). La composizione dei clasti, con forte prevalenza di carbonati, evidenzia la provenienza da aree prossimali, di pertinenza sudalpina.

Nell'area del Foglio affiora solo una modesta parte del *conglomerato del Montello*, al tetto dei sovrascorrimenti Arba-Ragogna, Susans-Tricesimo e di San Tomaso.

Nel resto del sottosuolo del Foglio, e immediatamente a sud di esso, è soprattutto la successione di piattaforma terrigena tortoniana ad essere rappresentata, ma già nei pozzi AGIP Terenzano 1 e Cargnacco 1 anche questa è scomparsa per successivo sollevamento tettonico ed erosione.

Significativo è il *log* del Lavariano 1, poco a sud dei precedenti e ormai in una porzione di avampaese solo debolmente disturbata dall'attività dei *thrust* frontali. Vi manca, oppure è estremamente condensata, la successione pelitica serravalliana, in quanto la piattaforma terrigena della *marna di Tarzo*, che aggradava e progradava verso SE nell'avanfossa, si trovava a distanza ancora troppo grande per dare qui un segnale sedimentario. Ben rappresentata (428 m) è invece la piattaforma terrigena tortoniana dell'*arenaria di Vittorio Veneto*, fatto che testimonia il veloce avanzare dell'asse dell'avanfossa sudalpina verso SSE. Viceversa è assente il *conglomerato del Montello* (per mancata sedimentazione, se si considera il contesto generale) e sulle arenarie tortoniane è sovrapposta una potente successione (385 m) di depositi pleistocenici dapprima transizionali, con foraminiferi marino-marginali, e poi continentali.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 34

Da quanto ora esposto si deduce una sensibile flessurazione verso NW (circa 5-6°: FANTONI *et alii*, 2002) dell'area del Foglio e circostante, ancora in avampaese nel Miocene superiore, con rialzo periferico ubicato in corrispondenza della zona costiera attuale.

Nell'area considerata, tranne che nel settore NW, l'interpretazione delle linee sismiche a riflessione industriali non evidenzia effetti sicuri legati alla *crisi di salinità del Messiniano*, che viceversa sono imponenti nell'area dei fogli contigui 065 "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a) e 086 "San Vito al Tagliamento" (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b). Infatti, almeno per quanto riguarda la parte centro-meridionale del Foglio, la base dei depositi quaternari sembra poggiare su una superficie appena debolmente modellata su successioni mioceniche, fatto che suggerisce una esposizione in condizioni subaeree del *top* di queste ultime e la non deposizione di successioni plioceniche nel settore considerato, come testimonia il *log* del Lavariano 1. Viceversa, nel settore più settentrionale del Foglio è probabile la presenza di successioni continentali plioceniche analoghe al *conglomerato di San Pietro di Ragogna* (Pliocene Superiore - Pleistocene inferiore), cartografato nel Foglio "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a).

3.2.2. - *Fase pliocenico-quaternaria*

La seconda fase, dal Pliocene all'Attuale, è meno significativa nei suoi effetti tettonico-sedimentari e presenta σ_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).

L'evoluzione pliocenico-quaternaria nell'area del Foglio e circostante è segnata dall'attivazione del sistema di sovrascorrimenti ciechi della pianura udinese e dall'intensa evoluzione di quelli al margine dei rilievi (in particolare: sistemi Arba-Ragogna e, soprattutto, Susans-Tricesimo), con effetti che si riflettono, in particolare, nelle forti variazioni di spessore della successione pleistocenica, che può passare da alcune centinaia di m fino a poche decine in corrispondenza dell'anticlinale di rampa frontale dei sovrascorrimenti.

Le eredità della tettogenesi dinarica sono rilevanti (cfr. Fig. 3). Il sovrascorrimento di Udine si è originato all'interfaccia piattaforme carbonatiche - successioni torbiditiche, corrispondente alla rampa immergente a NE e impostatasi nell'Eocene inferiore. A loro volta, gli accavallamenti sudalpini più esterni (Fig. 3: sovrascorrimenti di Colle dei Lupi, di Medea e di Romans d'Isonzo) riutilizzano tratti del sovrascorrimento dinarico di Palmanova e riattivano rampe laterali come rampe frontali.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 35

PROGETTO CARG

IV - EVOLUZIONE GEOLOGICA PLIOCENICO-QUATERNARIA E CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI

(R. Avigliano, G. Monegato, G. Paiero)

La ricostruzione dell'evoluzione geologica pliocenico-quaternaria del settore orientale della Pianura veneto-friulana, dove ricade il Foglio "Udine", risulta assai complessa. Infatti quest'area, posta allo sbocco di importanti vallate alpine, dalla fine del Messiniano in poi sembra essere rimasta in un ambito quasi esclusivamente continentale: in questo intervallo di tempo vi si sono succedute più fasi sedimentarie ed erosive tipiche di ambienti fluviali di alta energia, nonché glaciali. A questo vanno aggiunte le pesanti interazioni avvenute tra i processi esogeni ed endogeni: i primi legati alle fluttuazioni climatiche globali pleistoceniche, i secondi dovuti alla vivace attività tettonica che caratterizza questo settore del margine sudalpino orientale. Questi ultimi devono avere non poco condizionato i tassi di sedimentazione e di erosione, nonché l'entità dello spazio di accomodamento dei depositi.

Tali problematiche fanno sì che l'evoluzione geologica dell'area è abbastanza ben delineata solo dalla parte finale del Pleistocene superiore in avanti, mentre diventa sempre più frammentaria ed incerta andando indietro nel tempo. La causa di queste difficoltà può essere imputata anche a una certa monotonia in termini di facies sedimentarie, oltre che alla scarsità di dati cronostratigrafici e al quasi totale seppellimento e all'intenso rimodellamento che hanno subìto i depositi più antichi.

Per la descrizione dell'evoluzione geologica recente, l'area del Foglio si può dividere in tre settori connessi tra loro, ma in cui hanno dominato processi sedimentari e geomorfici diversi.

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 36

a) La zona dell'anfiteatro morenico dove, durante le fasi climatiche fredde, hanno più volte stazionato gli apparati frontali delle masse glaciali che hanno occupato la valle del Tagliamento;
b) la zona della pianura a valle dell'anfiteatro, dove i processi sedimentari dominanti sono quelli alluvionali, comunque influenzati dalle vicende climatiche vissute dalle vallate ad essa afferenti;
c) la zona dei rilievi in rocce torbiditiche, meno influenzata dai processi legati a fluttuazioni climatiche.

Il sottosuolo della pianura, fino al contatto con il substrato pre-pliocenico, è costituito in gran parte da una successione monotona di ghiaie di origine alluvionale, di cui le più recenti sono sciolte, mentre quelle più antiche sono cementate.

La successione non è continua: a varie profondità sono intercalati lembi di paleosuoli più o meno evoluti preservatisi dall'erosione (vedi sondaggio CARG-FVG S2 in Capitolo V); le superfici erosive, invece, non sono chiaramente distinguibili. La presenza dei paleosuoli e la marcata evoluzione di alcuni di essi indicano che durante il Quaternario l'aggradazione di ampie zone della pianura ha subìto lunghi periodi di stasi. Questi hanno coinciso probabilmente con periodi di globale miglioramento climatico durante i quali è presumibile che i corsi d'acqua scorressero in alvei incassati (condizioni simili all'attuale), favorendo la pedogenesi delle superfici dei terrazzi. L'aggradazione riprendeva invece durante le fasi di globale peggioramento climatico quando, contemporaneamente allo sviluppo di masse glaciali nelle valli principali, si verificava un aumento delle portate liquide e del trasporto solido dei corsi d'acqua, che tendevano a costruire conoidi alluvionali al loro sbocco in pianura, come è avvenuto durante l'Ultimo Massimo Glaciale (*Last Glacial Maximum* o LGM).

Nel quadro evolutivo va tenuto conto dalla presenza dei sovrascorrimenti ciechi di Pozzuolo e di Udine. In corrispondenza degli alti strutturali della zona di cresta dell'anticlinale di rampa frontale e della *tip line* frontale sono stati modellati i rilievi isolati presenti tra Variano e Pozzuolo, tra Pasian di Prato e Buttrio e quello di Udine. In tali zone in sollevamento la sedimentazione è stata più discontinua: lo spessore della successione plio-quaternaria tende a ridursi a poche decine di metri o addirittura ad annullarsi, come, ad esempio, in corrispondenza dell'emersione del substrato miocenico alla fronte del sovrascorrimento di Pozzuolo nella valle del Torrente Cormor (immediatamente a sud del margine meridionale del Foglio). Viceversa, allontanandoci dalla zona di rampa frontale verso sud ed ovest, la successione sedimentaria plio-pleistocenica raggiunge spessori di alcune centinaia di metri.

I rilievi tra Variano e Pozzuolo e tra Pasian di Prato e Buttrio, compreso quello di Udine (Fig. 19) sono modellati in alluvioni ghiaiose variamente cementate e rappresentano i lembi relitti di superfici alluvionali sollevate e isolate dai sovrascorrimenti e dissecate dall'azione erosiva di Tagliamento, Torre, Natisone e di

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 37

altri corsi d'acqua minori. Per mancanza di record cronostratigrafici l'età di questi depositi, genericamente attribuiti al *supersintema del Friuli*, è indefinita. L'analisi del microrilievo ed il grado di sviluppo dei suoli indicano che le superfici dei rilievi tra Variano e Pozzuolo sono rimaste indenni dalla sedimentazione fluviale durante il LGM e hanno condizionato con la loro presenza l'evoluzione della piana proglaciale del Tagliamento e del conoide del Natisone durante il LGM.

Nella zona dell'anfiteatro morenico il *sintema di Plaino* rappresenta ciò che rimane di un massimo stazionamento del ghiacciaio del Tagliamento nell'alta pianura friulana, probabilmente nel Pleistocene medio, considerato il grado di evoluzione dei suoli che interessano i depositi.

Dati di sottosuolo indicano che probabilmente durante il MIS 5 il Tagliamento scorreva incassato nel settore tra Majano e Fagagna. Nel settore orientale dell'anfiteatro il corpo di ghiaie dell'*unità di Borgo Ellero* testimonia la presenza, prima del LGM, di un corso d'acqua (paleo-Torre?) proveniente da un bacino con litotipi essenzialmente carbonatici analogo a quello attuale del Torrente Torre.

I rilievi paleocenico-eocenici presenti nel settore NE del Foglio costituiscono parte del bacino idrografico di corsi d'acqua minori, il cui livello di base è stato controllato dai corsi d'acqua principali aventi bacino alpino. In questo contesto le *unità dei bacini secondari* rappresentano i depositi fluviali del Cornappo e del Malina precedenti al LGM e conservati all'interno dei rispettivi bacini. L'evoluzione geologica-geomorfologica di questi rilievi è legata a processi morfodinamici di tipo gravitativo o misto gravitativo-alluvionale (colluvi, formazione di falde detritiche, frane, *debris-flow*) e sembra essere stata condizionata più dall'assetto strutturale e dalle litologie del substrato che dalle vicende climatiche. In questa stessa area, i depositi di un *glacis* di accumulo disattivato probabilmente tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore sono rappresentati dall'*unità di Partistagno*.

1. - EVOLUZIONE DELL'ALTA PIANURA FRIULANA NEL PLEISTOCENE SUPERIORE-OLOCENE

L'evoluzione geologica dell'area è meglio delineata a partire dalla parte finale del Pleistocene superiore (da circa 27.000 anni ^{14}C BP), perché buona parte dei corpi sedimentari quaternari attualmente affioranti nell'ambito del Foglio sono stati depositi in questo intervallo di tempo, determinando l'attuale assetto geomorfologico. La storia evolutiva è stata suddivisa schematicamente in 5 fasi (Fig. 1 f.t.).

Fase 1. Durante il MIS 2 è avvenuta una prima espansione in pianura del ghiacciaio del Tagliamento posteriormente a 22.000 anni ^{14}C BP, testimoniata dai depositi glaciali e fluvioglaciali del *subsintema di Santa Margherita*. In pianura, esternamente alla fronte dell'anfiteatro morenico, era in atto una generale aggra-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 38

dazione. Sia durante la fase 1 che nella successiva fase 3, nella parte centro-orientale del *sandur* le correnti fluvioglaciali aggirarono prima i rilievi di Pasian di Prato e Udine, poi quelli che si susseguono da Variano a Buttrio.

Fase 2. Da questa posizione di massima espansione il ghiacciaio arretrò in modo non quantificabile e gli scaricatori fluvioglaciali iniziarono ad incidere il *sandur* proglaciale e le cerchie moreniche esterne: la principale di queste incisioni è osservabile nell'attuale valle del Torrente Corno riempita dalle ghiaie fluvioglaciali dell'*unità di Arcano*. Altre tracce di queste prime incisioni sono presenti, ma non cartografabili, all'interno dell'attuale valle del Torrente Cormòr. In pianura non sono note le conseguenze di questo arretramento; è ipotizzabile che vi fosse una locale aggradazione, prodotta in corrispondenza dello sbocco dalle incisioni, ad opera degli scaricatori e di altri corsi d'acqua.

Fase 3. Lo stazionamento del ghiacciaio in posizione arretrata finì attorno ai 19.000 anni ^{14}C BP, quando la massa glaciale riavanzò attestandosi poco a monte delle morene della prima avanzata (*subsintema di Canodusso*).

La morfologia dei depositi glaciali evidenzia che la disposizione ed il flusso della massa glaciale erano condizionate dalla presenza di rilievi collinari in prossimità della pianura: a SW il Monte di Ragogna (quota 512 m s.l.m.) e quello di Susans (quota 286 m s.l.m.), a SE i colli di Buia (quota 325 m s.l.m.) e di Tarcento (quota 230-280 m s.l.m.). Questi modesti rilievi hanno costituito dei veri e propri "spartighiaccio" che suddivisero la massa del ghiacciaio tilaventino in quattro lobi.

Il primo ("lobo di Pinzano") scendeva verso SW tra le pendici prealpine di Forgaria ed il Monte di Ragogna. Le tracce rimaste sono però poche a causa dell'erosione successiva operata dal F. Tagliamento e dal T. Arzino.

Il secondo ("lobo di San Daniele"), superata una soglia di conglomerati miocenici presso Cimano, defluiva tra il Monte di Ragogna ed il Monte di Susans.

Il terzo ("lobo di Moruzzo") scendeva verso sud attraverso l'ampia depressione presente tra il Monte di Susans e i colli di Buia.

Il quarto ("lobo di Tarcento") scendeva verso SE tra i colli di Buia e l'estremità meridionale dei rilievi prealpini presso Tarcento.

I quattro scaricatori principali erano posti in corrispondenza del contatto tra lobi diversi; la loro posizione è stata in seguito occupata dai corsi del Tagliamento, del Corno, del Cormòr e del Torre.

Tali correnti fluvioglaciali, assieme a quelle minori contemporaneamente presenti, rimaneggiarono i depositi glaciali e fluvioglaciali precedenti e costruirono nell'alta pianura ampi conoidi, costituiti da un'alternanza di ghiaie e ghiaie sabbiose. Questi conoidi, le cui dimensioni erano condizionate dalla portata d'acqua dello scaricatore e dalla durata della sua attività, si fondevano tra loro nel settore distale, diventando tra loro indistinguibili.

Non essendovi datazioni dei depositi, l'evoluzione del settore del conoide di Premariacco ricadente nel Foglio (bacino del Natisone - *sintema di Premariacco*)

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 39

viene attribuita a questa fase sulla base dell'analogia nello sviluppo dei suoli; tuttavia non si può escludere che fosse già cominciata durante la fase 1.

Fase 4. Il ghiacciaio del Tagliamento iniziò il suo ritiro dalla fronte di massima espansione dopo i 18.000 a ^{14}C BP, nell'ambito del quale si verificarono comunque delle brevi avanzate testimoniate dalle cerchie cataglaciali presenti nel settore interno dell'anfiteatro (*subsintema di Remanzacco*). Le cerchie sono presenti in numero e forma diversa a seconda del lobo del ghiacciaio considerato: 5 per il lobo di San Daniele (*unità di Muris*), 8 per il lobo di Moruzzo (*unità di Majano*) e 6 per il lobo di Tarcento (*unità di Collalto*).

Durante questa fase le acque d'ablazione defluivano utilizzando esclusivamente i percorsi dei quattro principali scaricatori fluvioglaciali della fase precedente. Ciò determinò l'incisione dell'apparato morenico e della parte apicale del *sandur*, con formazione di scarpate di terrazzo alte fino a 30 m nella valle del T. Corno, mentre più a valle si crearono ampi e piatti conoidi (*subsintema di Remanzacco*).

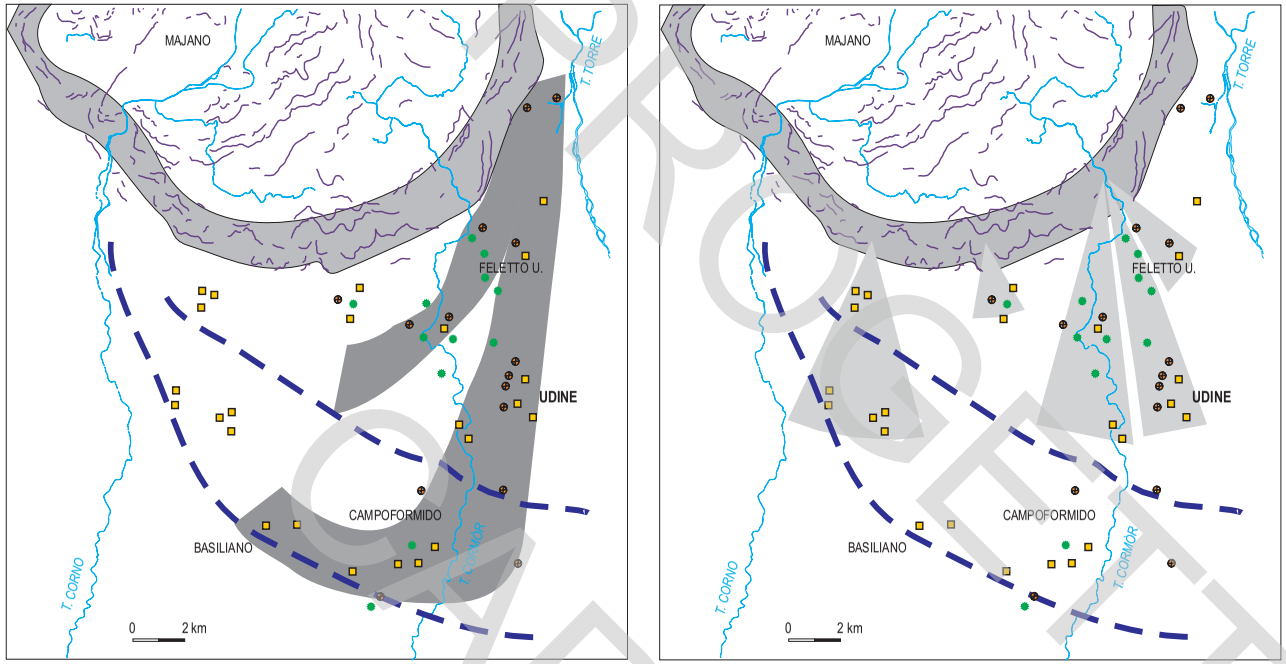
In particolare, l'osservazione del microrilievo ha messo in evidenza che nel settore orientale del Foglio, tra Savorgnano, Remanzacco e Campoformido, si è prodotta la divagazione dei corsi d'acqua cataglaciali del Cormòr e del Torre, che ha determinato incisione a monte e rimaneggiamento a valle di un'ampia parte dei depositi del *subsintema di Canodusso*. Tale azione dev'essere proseguita da parte del solo Torre anche dopo il ritiro del ghiacciaio del Tagliamento all'interno della valle, in quanto il torrente ha continuato a divagare nell'area anche durante la fase successiva

Una situazione analoga si è verificata in corrispondenza del percorso seguito dallo scaricatore che defluiva dal varco del T. Corno, dove la riduzione della portata solida della corrente fluvioglaciale produsse un'intensa fase di erosione, che ebbe come effetto la disattivazione di estesi settori del conoide pleniglaciale del Corno di San Daniele per incisione della sua parte apicale, nonché la formazione di importanti scarpate di terrazzo (ben visibili tra Rive d'Arcano e Mereto di Tomba). L'attività fluviale, confinata in un'area decisamente più ristretta, comportò lo spostamento dell'area deposizionale diversi chilometri più a valle, con la creazione di un conoide telescopico ben evidente tra Mereto di Tomba, Basiliano e Sedegliano.

Fase 5. Con il progressivo ritiro del ghiacciaio entro i rilievi prealpini fino alla sua scomparsa, si delineò l'assetto geologico e geomorfologico attuale. Le acque fluviali si concentrarono nel corso dell'attuale Tagliamento. Nel settore dell'anfiteatro morenico si sviluppò un reticolo endoreico confluente negli attuali torrenti Corno e Cormòr; nelle bassure si formarono invece alcuni bacini lacustri, dei quali oggi rimane il solo Lago di Ragogna, e numerose paludi che diedero origine a torbiere.

Le nuove condizioni idrologiche portarono i corsi d'acqua ad incidere ulteriormente il proprio alveo nella parte apicale del vecchio *sandur*, nonché allo

PROGETTO CARG



- massi individuati durante il rilevamento CARG-FVG
- ubicazione massi secondo COMEL (1962), VENTURINI C. (1988) e VENTURINI C. *et alii* (2004)
- pozzi che segnalano presenza di trovanti secondo VENTURINI C. (1988)
- limite esterno del LGM
- sovrascorrimenti di Udine e di Pozzuolo
- cordoni morenici

Fig. 6 - *Distribuzione dei rinvenimenti dei massi nel sottosuolo della pianura ed ipotesi evolutive.*
1) archi morenici rimodellati (grigio scuro), modificato da VENTURINI C. *(1988).*
2) rotte glaciali tipo jökulhaup *(grigio chiaro).*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 41

spostamento in posizione più distale della zona di deposito (*sintema del Po*). Ciò permise che proseguissero le condizioni per lo sviluppo dei suoli mediamente evoluti che si ritrovano attualmente sulle superfici dei terrazzi pleistocenici.

Durante questa fase il Torre ha seguito due distinti percorsi a monte di Pradamano: uno, più orientale e ora abbandonato, passava per Marsure e continuava lungo il percorso dell'attuale Malina; l'altro è quello attuale passante per Cerneglòns.

Il Torrente Cormòr ha mantenuto grosso modo lo stesso percorso, incidendo ulteriormente le alluvioni più antiche, tanto che oggi, per buona parte dell'alta pianura fino all'altezza di Udine, esso scorre entro strette scarpate di terrazzo e ha costruito il suo conoide più recente a sud di Pozzuolo del Friuli.

2. - I MASSI DEL SOTTOSUOLO DELL'ALTA PIANURA FRIULANA

Nella pianura pedemorenica sono stati rinvenuti in diversi scavi numerosi blocchi, il cui diametro massimo è compreso tra 1 e 2 metri. La loro distribuzione ricade principalmente nel settore nord-orientale della pianura, fino ad una distanza di 10 km dalla cerchia morenica più esterna dell'anfiteatro. I dati raccolti permettono di ipotizzare almeno due meccanismi di messa in posto.

1) Il primo (Fig. 6.1) è quello della deposizione glaciale; questa ipotesi è già stata fatta in passato da alcuni Autori (COMEL, 1962; VENTURINI C., 1988; 2003; VENTURINI C. *et alii*, 2004), i quali hanno segnalato la presenza di depositi glaciali in corrispondenza del rinvenimento di grossi massi.
2) Il secondo meccanismo (Fig. 6.2) è legato a trasporto per flussi iperconcentrati (*jökulhaup flood*) (MAIZELS, 1997) dovuti alla rottura di sbarramenti, argini morenici o masse di ghiaccio, che sostenevano laghi in ambiente glaciale o margino-glaciale. A questo meccanismo vengono attribuiti i massi presenti nel settore tra Tavagnacco e Colugna.

Le caratteristiche sedimentologiche dei depositi osservati a nord di Udine, che si presentano estremamente mal classati e grossolanamente stratificati con una gradazione inversa (Fig. 7), sembrano in accordo con l'ipotesi di una serie di eventi di tipo *jökulhaup flood* avvenuti durante il LGM.

A sud di quest'area i massi rinvenuti hanno dimensioni anomale rispetto ai depositi di natura alluvionale che li contengono, che si presentano generalmente meglio classati. Per questi ultimi si può ipotizzare che siano degli "erratici ereditati", secondo lo schema di CARRARO (1987), la cui presenza può essere stata influenzata dai sollevamenti locali prodotti dai sovrascorrimenti di Udine e di Pozzuolo, che hanno favorito i processi erosivi in questo settore della pianura. La loro modalità di trasporto resta indeterminata tra glaciale e fluvioglaciale.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 42

Fig. 7 - *Sezione di scavo ubicata presso Feletto Umberto, dove si osservano ghiaie grossolane, mal classate (foto in alto), contenenti massi del diametro massimo di 210 cm (foto in basso).*

PROGETTO GARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 43

3. - CARATTERISTICHE DEI BACINI IDROGRAFICI

3.1. - Bacino del Fiume Tagliamento

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

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

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

La morfologia dell'alto bacino del Tagliamento e la presenza di ciottoli "esotici" di rocce cristalline (serpentiniti, gneiss, granitoidi) nei depositi glaciali e fluvioglaciali del Tagliamento testimoniano che il ghiacciaio tilaventino, nella zona del M. Peralba e del Passo della Mauria, e lungo lo spartiacque nelle Alpi Carniche, comunicava rispettivamente con quelli del Piave e del Gail. Alla notevole estensione dell'area corrisponde anche una grande variabilità nella composizione litologica dei depositi alluvionali, fatto questo che rende i depositi legati al Tagliamento facilmente distinguibili da quelli degli altri corsi d'acqua della regione. Le litologie più caratteristiche sono quelle paleozoiche sia del basamento metamorfico delle Alpi Carniche occidentali (formazioni *della Val Visdende* e *di Fleons*, *metaconglomerato di Cima Vallona*, marmi silurici e devonici) sia sequenze carbonifere terrigene e vulcaniche e vulcanoclastiche della catena Paleocarnica (formazioni dell'Hochwipfel e del Dimon) e terrigene permo-carbonifere (*conglomerato di Sesto*, Arenaria di Val Gardena, formazioni *di Bombaso* e *di Meledis*). Ai litotipi di tali unità, i quali costituiscono circa il 10% dello spettro composizionale, vanno aggiunti quelli carbonatici, che sono prevalenti (dolomie triassiche chiare e permotriassiche scure organiche, calcari bioclastici giurassico-cretacici, calcari micritici triassici e giurassico-cretacici, spesso selciferi). Completano lo spettro varie litologie terrigene sia mesozoiche che terziarie comuni ad altri bacini della regione (Gortani & Desio, 1927; Feruglio, 1929b; Comel, 1955; Assereto *et alii*, 1968; Braga *et alii*, 1971; Carulli *et alii*, 2000a; Venturini C. *et alii*, 2002).

PROGETTO GARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 44

3.2. - Bacino del Torrente Torre

Il bacino idrografico del Torrente Torre ha un'estensione planimetrica di circa 169 kmq calcolati alla sezione di chiusura di Zompitta. L'estensione calcolata comprende il bacino idrografico montano dell'alta valle del Torre con chiusura a Tarcento (90 kmq), il bacino idrografico montano del Torrente Cornappo con chiusura a Nimis (66 kmq) e la parte di bacino scolante dall'anfiteatro morenico del Tagliamento a monte della chiusura di Zompitta (13 kmq). Lo spartiacque che divide il bacino montano del Torre da quelli del Tagliamento, dell'Isonzo, del Natisone e del Malina raggiunge la sua massima elevazione nel settore settentrionale, sulle cime dei Monti Musi (1878 m s.l.m.), mentre si mantiene a quote comprese tra 300 e 1700 m s.l.m. negli altri settori.

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

Durante le fasi glaciali, nell'alta valle del Torre possono essere avvenute transfluenze glaciali da parte del ghiacciaio del Tagliamento lungo lo spartiacque occidentale, e del ghiacciaio dell'Isonzo attraverso il passo di Tanamea (851 m s.l.m.). Inoltre, durante le fasi di massima espansione glaciale che hanno portato la fronte glaciale del Tagliamento a ridosso di Qualso, all'altezza di Tarcento il ghiacciaio ha pesantemente interferito con il corso del Torre (la cui valle è stata probabilmente sbarrata dalle lingue glaciali), mentre il Cornappo confluiva direttamente nelle correnti fluvioglaciali rilasciate nel settore orientale della fronte glaciale.

3.3. - Bacino del Fiume Natisone

Il bacino montano del Fiume Natisone è situato nelle Prealpi Giulie ed è divisibile in due settori distinti: a NW la conca di Breginj che alimenta il tratto iniziale del Natisone, a SE l'area delle "valli del Natisone" che alimentano il tratto intermedio prima del suo sbocco in pianura. Nel complesso il bacino ha un'estensione planimetrica di circa 290 kmq calcolati alla sezione di chiusura di Cividale. All'uscita dalla conca di Breginj, all'altezza di Robic, vi sono evidenze morfologiche di un fenomeno di cattura fluviale del tratto di Natisone alimentato dal bacino di Breginj da parte di quello delle "valli del Natisone". Sulla base di tali evidenze la cattura fluviale potrebbe essere avvenuta anche in tempi relativamente recenti e potrebbe essere messa in relazione alla presenza di masse glaciali (ghiacciaio dell'Isonzo) nella valle di Staro Selo.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 45

Lo spartiacque della conca di Breginj si sviluppa a quote comprese tra i 1.000 e i 1.600 m s.l.m., raggiungendo la sua massima elevazione in corrispondenza della dorsale del Monte Stol (1.674 m s.l.m.). Nella conca affiorano prevalentemente litologie carbonatiche (dolomie e calcari triassici, calcari giurassico-cretacici talora selciferi, calcari bioclastici cretacici) e subordinatamente rocce terrigene e carbonatiche cretacico-paleogeniche.

Lo spartiacque delle "valli del Natisone" si sviluppa a quote comprese tra 135 e 1.600 m s.l.m. circa ed ha la sua culminazione nel Monte Matajur (1.641 m s.l.m.). Nelle "valli del Natisone" affiorano le stesse litologie presenti nella conca di Breginj anche se, rispetto a quest'ultima, nelle valli dominano le rocce terrigene su quelle carbonatiche.

Punti particolarmente depressi dello spartiacque, attraverso i quali potevano avvenire transfluenze del ghiacciaio dell'Isonzo, sono la Sella di Robic (250 m s.l.m.), la forra di Stupizza (m 491 s.l.m.) e il Passo di Livek (693 m s.l.m.).

Il Natisone, al suo sbocco in pianura a Cividale (135 m s.l.m.), ha costruito il conoide di Premariacco che si estende fino ai torrenti Chiarò, Ellero e Malina e ai colli tra Buttrio e Dolegna. Tale conoide è stato in seguito profondamente inciso dal corso d'acqua stesso. I depositi costituenti il conoide di Premariacco appaiono tenacemente cementati lungo tutta l'incisione del Natisone. A valle di Orsaria il Natisone incide il substrato torbiditico paleogenico di cui sono costituti i colli che il torrente attraversa a Manzano prima di confluire nel Torre. I depositi che formano gran parte della superficie del conoide sono stati attribuiti allo scaricatore "würmiano" del ghiacciaio dell'Isonzo che percorreva la valle di Stupizza, mentre l'incisione dell'alveo sarebbe avvenuta nel postglaciale (FERUGLIO, 1925a; 1929b; COMEL, 1954).

Alluvioni più antiche di quelle "würmiane", comunque riferibili al Natisone, vengono segnalate sia sulla superficie del conoide che in profondità (FERUGLIO, 1925a; 1929a; 1929b; COMEL, 1954).

3.4. - BACINI SECONDARI

Il **Torrente Malina** è affluente di sinistra del Torre, il suo bacino idrografico montano ha un'estensione planimetrica di circa 21 kmq calcolati alla sezione di chiusura di Savorgnano. Prima di confluire nel Torre all'altezza di Pradamano, riceve i contributi di diversi corsi d'acqua drenanti il settore occidentale delle Prealpi Giulie, compresi tra Attimis e Torreano (i più importanti sono i torrenti Grivò e Chiarò). Il bacino montano del Malina e dei suoi affluenti è costituito totalmente dalle successioni torbiditiche paleogeniche (marne e arenarie silicoclastiche e ibride, conglomerati e brecce calcaree).

Il **Torrente Cormòr** nasce dalle bassure dell'anfiteatro morenico presso Urbignacco, defluendo verso sud fino alla confluenza con il Torrente Soima pres-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 46

so Ara. Il Torrente Soima ha origine alle pendici meridionali del M. Faèit, dove porta il nome di Torrente Urana, incidendo i rilievi in *flysch del Grivò* ed in *marne e arenarie di Savorgnano* fino allo sbocco presso Tarcento. Qui un tempo disperdeva le sue acque nelle torbiere di Bueriis, dalle quali defluiva il Torrente Soima. In seguito alle sistemazioni idrauliche avvenute agli inizi del '900 (BIASIUTTI *et alii*, 1914) il corso d'acqua scorre in un alveo artificiale nel tratto tra Tarcento e Collalto. Alla confluenza tra i due il corso d'acqua mantiene il nome di Torrente Cormòr, da qui incide il settore esterno dell'anfiteatro fino allo sbocco presso Tavagnacco.

Il **Torrente Corno** nasce nelle bassure dell'anfiteatro morenico presso Carvacco, defluendo verso occidente nella piana di Farla, dove riceve da SE i contributi dei rii Vena e Venate. A sud della palude di San Daniele percorre l'incisione dello scaricatore glaciale ricevendo le acque del Torrente Ripudio presso Arcano superiore. Allo sbocco in pianura percorre l'ampia valle formatasi nella fase cataglaciale. Il corso d'acqua rimaneggia e deposita fino a Rive d'Arcano, a sud del quale il corso d'acqua è incanalato artificialmente.

Il **Torrente Cornappo** è un importante affluente del Torrente Torre nel quale confluisce poco a sud di Nimis. Se vengono considerati anche i suoi affluenti Rio Montana e Torrente Lagna, il bacino montano del Cornappo ha estensione, piovosità e composizione litologica dei clasti confrontabili a quelle del Torre. All'uscita dalla stretta forra di Torlano, alla confluenza con il Torrente Lagna ed il Rio Montana, il Torrente Cornappo ha costruito la piana alluvionale di Nimis, che in seguito è stata profondamente incisa.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 47

PROGETTO CARG

V - STRATIGRAFIA

1. - SUCCESSIONE TORBIDITICA PALEOCENICO-EOCENICA
(M.E. Poli, G. Tunis)

1.1. - FLYSCH DEL GRIVÒ (GRI)

L'unità è stata proposta da TUNIS & VENTURINI S. (1987) che ne descrivono la sezione stratigrafica lungo la valle del T. Grivò (F. 067 "Cividale del Friuli"). Essa corrisponde in parte ai "conglomerati pseudocretacei" di PIRONA (1864) e di TARAMELLI (1870), il quale successivamente (1881a; 1881b) la attribuisce all'Eocene. MARINELLI (1902) individua all'interno della successione due orizzonti distinti: l'orizzonte A (calcari brecciati con marne ed arenarie) e l'orizzonte B (calcare brecciato a nummuliti, orbitoidi e *Lithothamnium*).

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (FERUGLIO, 1925a) e in FERUGLIO (1925b), il GRI corrisponde alle "marne e arenarie (flysch) alternate a grossi banchi di brecce calcaree grossolane passanti superiormente a brecciole, a calcari arenacei compatti e a calcari marnosi". L'Autore assegna ai banchi principali un numero progressivo dal basso verso il tetto della successione, dove i maggiori sono contrassegnati come 3, 11 e 15). L'unità rientra nel "flysch di Stregna" di VENZO & BRAMBATI (1969).

Il GRI è caratterizzato da importanti *marker* litostratigrafici isocroni rappresentati da megastrati talora di spessore eccezionale. Vari Autori hanno assegnato ai megastrati principali un nome, associandolo alla numerazione di FERUGLIO: megastrato di M. Joanaz (MS 3) in PIRINI RADRIZZANI *et alii* (1986); megastrato di M. Staipa-Topli Uorch (MS 6) in TUNIS & VENTURINI S. (1987); megastrato di

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.44 Pagina 48

M. Carnizza (MS 10) in TUNIS & VENTURINI S. (1987); "strato complesso di Vernasso" in GNACCOLINI (1968) (MS 11); megastrato di Porzus (MS 15) in TUNIS & VENTURINI S. (1987).

Fra tutti i corpi grossolani identificati durante il rilevamento, sono rappresentati nel Foglio solo quelli con maggiore continuità laterale e con adeguato spessore.

Il *flysch del Grivò* affiora nell'angolo NE del Foglio lungo i versanti destro e sinistro della media valle del Torrente Malina fino all'abitato di Attimis. Proseguendo verso sud affiora su tutto il versante orientale che fiancheggia la strada statale 356 di Cividale, dall'abitato di Attimis fino a Racchiuso di Faedis.

La successione stratigrafica di figura 8, che comprende la parte media e superiore dell'unità, è composta dall'unione delle due sezioni più continue e rappresentative presenti nel Foglio, ubicate rispettivamente lungo la strada comunale Attimis-Porzus e lungo il rio di Borgo Piccoli, posto a circa 1,5 km a sud di Attimis.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. L'unità è costituita da torbiditi sottili e medio-sottili silicoclastiche ed ibride, con rapporto arenaria/pelite

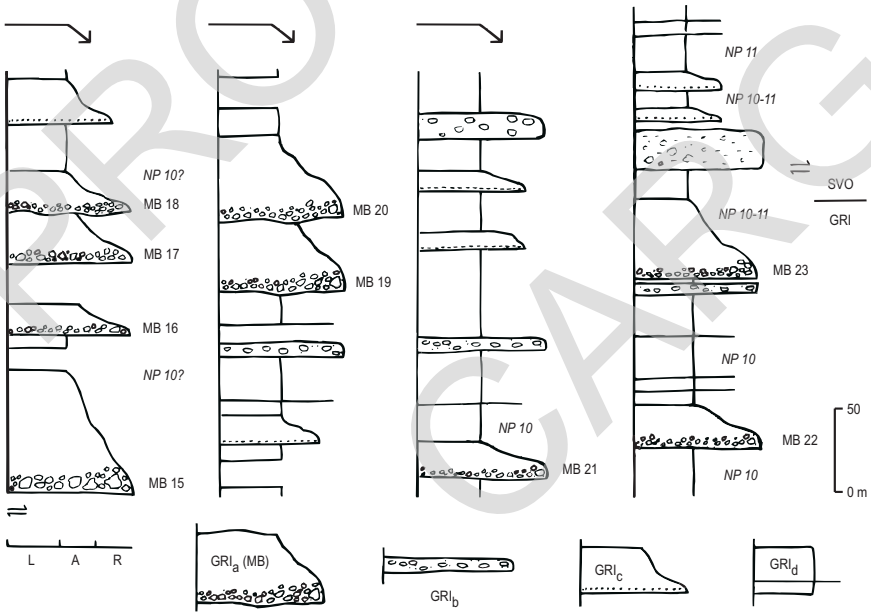


Fig. 8 - *Sezione stratigrafica composita del* flysch del Grivò *affiorante nel Foglio "Udine". I megabanchi carbonatici (MB: litofacies GRI_a) sono prevalenti nella porzione inferiore e sono stati numerati a partire dal megabanco 15 di* FERUGLIO *(1925b) (MB di Porzus). La porzione medio-superiore dell'unità è caratterizzata da torbiditi arenaceo-marnose (litofacies GRI_d) cui si intercalano megatorbiditi carbonatiche (litofacies GRI_c) e potenti orizzonti di paraconglomerato (litofacies GRI_b). L'età della successione è compresa nella nannozona NP 10 e nella transizione fra NP 10 e NP 11 (Ypresiano* p.p.*).*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.45 Pagina 49

(A/P) e spessore medio dei livelli arenitici variabili, e da torbiditi carbonatiche quasi sempre di spessore e granulometria superiore alle prime, cui si intercalano megastrati carbonatici talvolta molto potenti, spesso caratterizzati da uno spesso livello di olistostroma alla base. Questi ultimi, che rappresentano la litofacies peculiare del GRI, tendono a scomparire verso l'alto della successione, dove sono comunque presenti megastrati carbonatici (megatorbiditi e banchi calciruditico-calcarenitici rinsaldati), areniti ibride e conglomerati ricchi di ciottoli silicei.

Lo spessore dell'unità della sezione-tipo nella valle del Torrente Grivò è di circa 1.500 m; nell'ambito del Foglio lo spessore massimo affiorante è attorno ai 1.000 m (valle del T. Malina da Forame ad Attimis), mancandone la parte inferiore.

Sono state distinte quattro litofacies principali, riconoscibili per i caratteri litologici e sedimentologici (Fig. 8). Tali litofacies possono sia intercalarsi reciprocamente in varia misura sia caratterizzare ampie porzioni dello spessore totale del GRI, costituendo spesso potenti corpi che presentano un'ottima continuità laterale, come nel caso della litofacies GRI_a e GRI_b.

GRI_a) *Litofacies a megabanchi carbonatici con megabreccia basale*. I megabanchi (MB) si intercalano ad altezze stratigrafiche variabili, ma sono generalmente più potenti e frequenti nella parte inferiore della successione esaminata. In alcuni casi questi litosomi si presentano tra di loro rinsaldati. Alcuni megabanchi

Fig. 9 - *Corpo di megabreccia alla base del megabanco di Porzus (litofacies GRI_a). Si noti la contemporanea presenza di olistoliti di* scaglia rossa *(in alto a sinistra) e di calcari di piattaforma (in alto a destra). All'interno della megabreccia sono anche presenti brandelli di marne e di strati marnoso-arenacei strappati al substrato, clasti eterometrici provenienti dalle piattaforme carbonatiche, massi di calcareniti e brecce di unità torbiditiche. Scarsa la presenza di selce.*

PROGETTO GMRC

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.46 Pagina 50

hanno potenza attorno al centinaio di metri di spessore, come quello di Porzus. Per quanto riguarda l'organizzazione interna dei megabanchi è possibile osservare una porzione basale di megabreccia spesso con olistoliti di calcari della Piattaforma Carbonatica Friulana e/o di litofacies bacinali, fra cui tipiche le marne rosse della *scaglia rossa friulana* (Fig. 9).

Il passaggio alla successiva unità interna è generalmente graduale in quanto trattasi di una megabreccia priva di grossi olistoliti calcarei, spesso inglobante pacchi anche metrici di torbiditi marnoso-arenacee erose dal fondo, che di solito sono del tutto disarticolate. La parte inferiore di questa unità è prevalentemente fango-sostenuta, mentre verso la sommità il contenuto in matrice diminuisce e prevale la struttura clasto-sostenuta (Fig. 10). Superiormente si rinviene una calcirudite normalmente gradata, generalmente ben classata con clasti di carbonati e di selce varicolore che sfuma verso l'alto a calcarenite gradata.

Chiude la *suite* deposizionale l'unità marnosa che può raggiungere anche una decina di metri di spessore.

I megabanchi rappresentano quindi degli eccellenti *marker* litostratigrafici. Lo spessore dei singoli megabanchi varia nell'area del Foglio, soprattutto per quanto attiene la porzione basale data dalla megabreccia.

GRI_b) *Litofacies paraconglomeratica*. Nella parte superiore del GRI sono presenti potenti strati di conglomerato a supporto fangoso o misto (Fig. 11), defi-

Fig. 10 - *Breccia clasto-sostenuta (litofacies GRI_a). I clasti, prevalentemente di piattaforma carbonatica, presentano spesso contorni compenetrati; la selce è rara o del tutto assente.*

PROGETTO

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.46 Pagina 51

niti da alcuni Autori *debriti* (MIDDLETON & HAMPTON, 1976; BOURROUILH, 1987). Tali corpi sono spessi anche più di una decina di metri, ma lateralmente discontinui. I clasti sono di natura mista, carbonatico-silicoclastica; quest'ultima componente (selce e quarzo) è particolarmente abbondante nella parte sommitale del GRI. I clasti sono generalmente arrotondati-subarrotondati, solo localmente spigolosi; le dimensioni variano dalla classe dei ciottoli grossolani (*cobble*) fino a quella dei massi (*boulder*). La forma può essere piatta, tabulare, discoidale fino a sferica. Questi corpi si rinvengono spesso rinsaldati a calcarenite di modesto spessore (non più di 50 cm), costituendo così un caratteristico *couplet* litologico (vedi SOUQUET *et alii*, 1987).

GRI$_c$) *Megatorbiditi calcareo-marnose e banchi calciruditico-calcarenitici.* Si tratta di torbiditi carbonatiche da spesse a molto potenti (fino a una ventina di metri). I banchi di maggior spessore (megatorbiditi) mostrano nullo o scarsissimo sviluppo della porzione di conglomerato alla base e sono composti da calcirudite, calcarenite e marna. Alcuni banchi sono contraddistinti dalle prime due litologie, altri ancora dalle due ultime. La porzione calciruditica è normalmente gradata o, meno comunemente, massiva; i clasti di dimensioni maggiori sono di taglia centimetrica, più raramente decimetrica (Fig. 12).

La calcirudite passa gradualmente a calcarenite e successivamente a marna; in genere, sono riconoscibili tutti gli intervalli della sequenza di Bouma. Gli strati più spessi presentano una discreta continuità laterale, mentre i banchi calciruditico-calcarenitici sono per lo più discontinui lateralmente, talora lenticolari e canalizzati, spesso rinsaldati ad altri litosomi (megabanchi, debriti o corpi della medesima natura).

GRI$_d$) *Litofacies marnoso-arenacea*. È rappresentata da torbiditi arenaceo-marnose generalmente fini, talora medie, con strati generalmente sottili, medio-sottili, raramente medi. Il colore è grigio, il rapporto arenaria/marna è generalmente inferiore ad 1.

All'interno della litofacies marnoso-arenacea ricorrono frequentemente torbiditi calcaree in strati da sottili a medi (spessore medio 20-30 cm). Si osservano calcareniti a granulometria media fino a grossolana alla base, talora con superfici basali erosive. Gli strati sono gradati e spesso la sequenza di Bouma è completa. Il rapporto arenite/marna è generalmente superiore ad 1.

Sono stati osservati inoltre alcuni rari esempi di "*two layer system*" (*sensu* KRAUSE & OLDERSHAW, 1979) caratterizzati da calcirudite grossolana nella parte inferiore e calcarenite gradata e laminata in quella superiore con una superficie di separazione netta ed erosiva tra le due litologie. Si segnalano anche infrequenti esempi di *couplet* arenitici costituiti dalla coppia litologica calcarenite-arenaria perfettamente rinsaldate con chiaro contatto erosivo.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.46 Pagina 52

Alla base delle torbiditi marnoso-arenacee sono comuni le strutture da corrente (senso da NW) e biologiche.

L'analisi petrografica dei ciottoli prelevati nella porzione di breccia-calcirudite dei megabanchi e delle megatorbiditi carbonatiche ha rivelato una predominante componente carbonatica inquinata da una debole frazione silicatica (selce e quarzo). Le aree-sorgenti principali sono la Piattaforma Carbonatica Friulana giurassico-cretacica (PCF) (CATI *et alii*, 1989b) e quella successiva, più effimera e locale, del Paleocene *p.p.*-Ypresiano *p.p.* (cfr. VENTURINI S., 2002), poste a sud e ad ovest dell'avanfossa dinarica. I litotipi della PCF riconosciuti sono di età compresa tra il Turoniano (probabile) e il Maastrichtiano (*calcari di Aurisina*, tempo-equivalenti alla parte superiore del *calcare del M. Cavallo*). Dalla successiva piattaforma provengono clasti del Paleocene e dell'Eocene inferiore (in particolare calcari a Miliolidi, calcari a Nummuliti ed Alveoline, litofacies di unità ora affioranti nella regione del Carso e al Colle di Medea).

In particolare, nei clasti della PCF sono stati riconosciuti: *rudstone* con frammenti ben arrotondati di Radiolitidae (probabile Turoniano); *grainstone* con *Cuneolina* sp., *Thaumatoporella* sp. e *Scandonea* sp. (Senoniano inferiore); *rudstone-floatstone* con radiolitidi, frammenti di bentonici (*Calveziconus* sp.) ed alghe (*Thaumatoporella* sp.) (probabile Campaniano); *mudstone-wackestone* con scarse faune oligotipiche (facies fangose di aree interne di piattaforma di età seno-

Fig. 11 - *Debrite a supporto di matrice pelitico-arenitica (litofacies GRI_b). I clasti, generalmente subarrotondati, sono dati da elementi di piattaforma carbonatica (sia cretacica che paleogenica), brecciole del flysch, selce varicolore e talora da quarzo metamorfico.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.46 Pagina 53

niana?); *packstone* con *Orbitoides* e *Siderolites* sp. (Maastrichtiano); *wackestone-packstone* a Discorbidae, ostracodi, *Aeolisaccus* (Maastrichtiano superiore?).

Nei ciottoli della piattaforma paleogenica sono stati riconosciuti: *wackestone* a Discorbidae, ostracodi, miliolidi e presenza di *Microcodium* (Daniano?); *packstone-grainstone* con miliolidi, *Coskinolina rajkae*, *Fallotella salavensis* (Thanetiano); *rudstone* con corallinacee, Melobesie, rari frammenti di coralli, miliolidi (Thanetiano); *rudstone* con miliolidi dominanti, gusci di gasteropodi, *Fallotella* sp., *Janja* sp. (Thanetiano); *floatstone* algale con Melobesie, rari bentonici, briozoi (Thanetiano); *rudstone* con corallinacee, *Miscellanea* sp., *Nummulites* sp. (Ilerdiano); *packstone* a *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp. e Dasycladacee (Ypresiano) e brecciole nummulitiche con piccole e rare corallinacee e frammenti di foraminiferi bentonici (Ypresiano).

Ricorrono abbondanti ciottoli neri silicei (probabili liditi della successione permo-carbonifera carnica) e meno frequenti elementi di calcare con liste di selce con Radiolari di età giurassica o cretacica (radiolariti del Bacino Sloveno).

Oltre a questi litotipi, nelle brecce sono stati riconosciuti frammenti di *scaglia rossa* maastrichtiana (non molto frequenti), di areniti ibride (*sensu* ZUFFA, 1980) gradate, con piccoli frammenti di selce e foraminiferi planctonici, e di calcareniti medio-fini bioclastiche debolmente gradate con frammenti di foraminiferi planctonici.

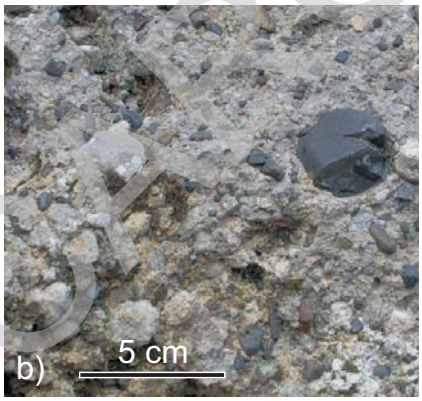


Fig. 12 - *a) Banco calcarenitico (in giacitura rovescia) con base conglomeratica (litofacies* GRI_C*); b) particolare della base conglomeratica: i clasti, spesso fra di loro a contatto, sono dati da carbonati e da selce varicolore; presenti alcuni ciottoletti di quarzo metamorfico.*

PROGETTO

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.47 Pagina 54

Complessivamente i clasti di calcari paleogenici (principalmente di età thanetiana) predominano su quelli cretacici (prevalentemente senoniani); questi ultimi sono invece relativamente più abbondanti nella parte bassa della successione del GRI. Inoltre, i risedimenti carbonatici di origine occidentale e meridionale prevalgono su quelli terrigeni di origine settentrionale e orientale.

Le analisi petrografiche effettuate sulle arenarie, prelevate a differenti altezze stratigrafiche, evidenziano che le stesse sono tutte di tipo litarenitico a granulometria da fine a media; i granuli sono da subangolosi a subarrotondati. Le arenarie risultano più o meno inquinate da una frazione intrabacinale costituita da prevalenti bioclasti di macroforaminiferi bentonici, alghe corallinacee, miliolidi, rari frammenti di coralli, relativamente scarsi foraminiferi bentonici e planctonici, rari intraclasti micritici ed ancor più rari granuli di glauconite. La componente terrigena è dominata da frammenti di roccia carbonatica (litotipi generalmente attribuibili al Paleocene superiore - Eocene inferiore) e da selce presenti in quantità variabili, nonché, forse, da metamorfiti. Quarzo e feldspati, i secondi quasi sempre alterati e comunque rari, sono presenti in quantità variabili, ma usualmente la percentuale di detrito quarzoso-feldspatico è molto bassa o bassa rispetto a quella di frammenti di roccia. Le miche (prevalente muscovite) possono essere abbondanti nelle areniti fine e finissime.

Rapporti stratigrafici. La base dell'unità non è affiorante nell'area del Foglio. Il passaggio fra GRI e SVO è transizionale; inoltre, nell'area considerata la zona di transizione è interessata dalla faglia di Borgo Faris. Il limite superiore dell'unità viene convenzionalmente posto alla sommità del megastrato di Borgo Piccoli - Borgo Faris (MB 23 di Fig. 8), l'ultimo megastrato carbonatico con ottima continuità laterale. Poco sopra il tetto di quest'ultimo, infatti, affiora un altro corpo di frana sottomarina che, pur raggiungendo nella zona di Borgo Faris anche una ventina di metri di spessore, si rastrema velocemente in direzione NW-SE, fino a scomparire.

Fossili. Nella porzione medio-superiore del GRI TUNIS & UCHMAN (1996) segnalano numerose tracce fossili: *Skolithos* isp., *Planolites* ispp., *Chondrites intricatus*, *Ophiomorpha annulata*, *Zoophycos* isp., *Scolicia* isp. e rari *Palaeophycos tabularis*, *Halymedium oraviense*, *Scolicia prisca*, *S. strozzii*, *Protopaleodictyon incompositum* e *Megagrapton irregulare*.

Nell'orizzonte di conglomerato affiorante nei pressi di Partistagno (Attimis) DAINELLI (1915) segnala un'abbondante fauna a coralli, bivalvi, echinidi e gasteropodi. Secondo l'Autore le faune di Attimis rivestono un carattere particolare tra quelle dell'Eocene friulano anche per le grandi dimensioni assunte da alcune forme (*Velates schmidelianus*, *Turritella imbricataria*, *Ampullina hybrida* e *Strombus tournoueri*). MARINELLI (1902) segnala nel banco del castello di Attimis, *Nummulites irregularis* DESH., *Orbitoides papiracea* BOUBE, *O. aspera* GUMBEL e *Isis brevis* cfr. D'ARCH.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.47 Pagina 55

Nella campionatura effettuata lungo la sezione stratigrafica realizzata sono state determinate associazioni a nannofossili calcarei dell'Eocene inferiore (MARTINI, 1971), oltre ad associazioni rimaneggiate del Paleocene e del Cretacico superiore (Maastrichtiano?). La porzione di *flysch del Grivò* affiorante nel Foglio cade prevalentemente nella biozona a *Tribrachiatus contortus* (NP 10); la parte sommitale è posta al passaggio fra NP 10 e NP 11. L'inizio della biozona a *Discoaster binodosus* (NP 11) è situato una cinquantina di metri al di sopra del limite superiore dell'unità.

L'associazione della biozona NP 10 è data da: *Tribrachiatus contortus, Rhomboaster bramlettei, Braarudosphaera bigelowi, Coccolithus pelagicus, Discoaster binodosus, Fasciculithus tympaniformis, Neococcolithes dubius, Prinsius bisulcus, Sphenolithus editus, Toweius eminens, Zygrhablithus bijugatus.*

TUNIS & VENTURINI S. (1989) sulla base delle associazioni a microforaminiferi planctonici attribuiscono la porzione media-superiore del GRI alla biozona a *Morozovella subbotinae* dell'Ypresiano inferiore (cfr. anche COUSIN, 1981). Il passaggio alla successiva biozona dovrebbe verificarsi nella parte sommitale dell'unità (sezione Valle-Campeglio, nel F. 067 "Cividale del Friuli").

Età. Sulla base dei nannofossili calcarei la porzione affiorante nel Foglio ha un'età riferibile all'Ypresiano *p.p.*, restando incerta l'appartenenza al Thanetiano finale dei primi livelli della successione campionata. L'età dell'unità nella sua interezza è Thanetiano *p.p.* - Ypresiano *p.p.* (TUNIS & VENTURINI S., 1987).

Ambiente deposizionale. Base scarpata - piana bacinale. Gli eventi di risedimentazione colossale di detrito carbonatico, caratteristici del *flysch del Grivò* possono essere legati (CATANI & TUNIS, 2000) a imponenti collassi del margine orientale della PCF in seguito a eventi sismici di particolare intensità. Tali depositi andavano a riempire l'avanfossa dinarica, un profondo solco qui orientato NW-SE, evolutosi dal Bacino Sloveno nel Cretacico superiore.

Dominio paleogeografico. Avanfossa dinarica.

Unità strutturali. Sudalpino orientale, unità di Cividale del Friuli.

1.2. - MARNE E ARENARIE DI SAVORGNANO (**SVO**)

I termini appartenenti a questa unità ed affioranti nel Foglio non sono mai stati descritti in modo organico da alcun Autore, ma solo inseriti all'interno di unità spesso informali. DAINELLI (1915) li descrive come "marne ed arenarie a Fucoidi"; FERUGLIO (1925a) come "complesso arenaceo marnoso in facies di Flysch"; VENZO & BRAMBATI (1969) come "marne con intercalazioni di arenarie quarzoso-felspatiche" del Flysch di Cormons. COUSIN (1981) li colloca, anche sulla base delle osservazioni di MARINELLI (1902), all'interno del Flysch di Cormons.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.47 Pagina 56

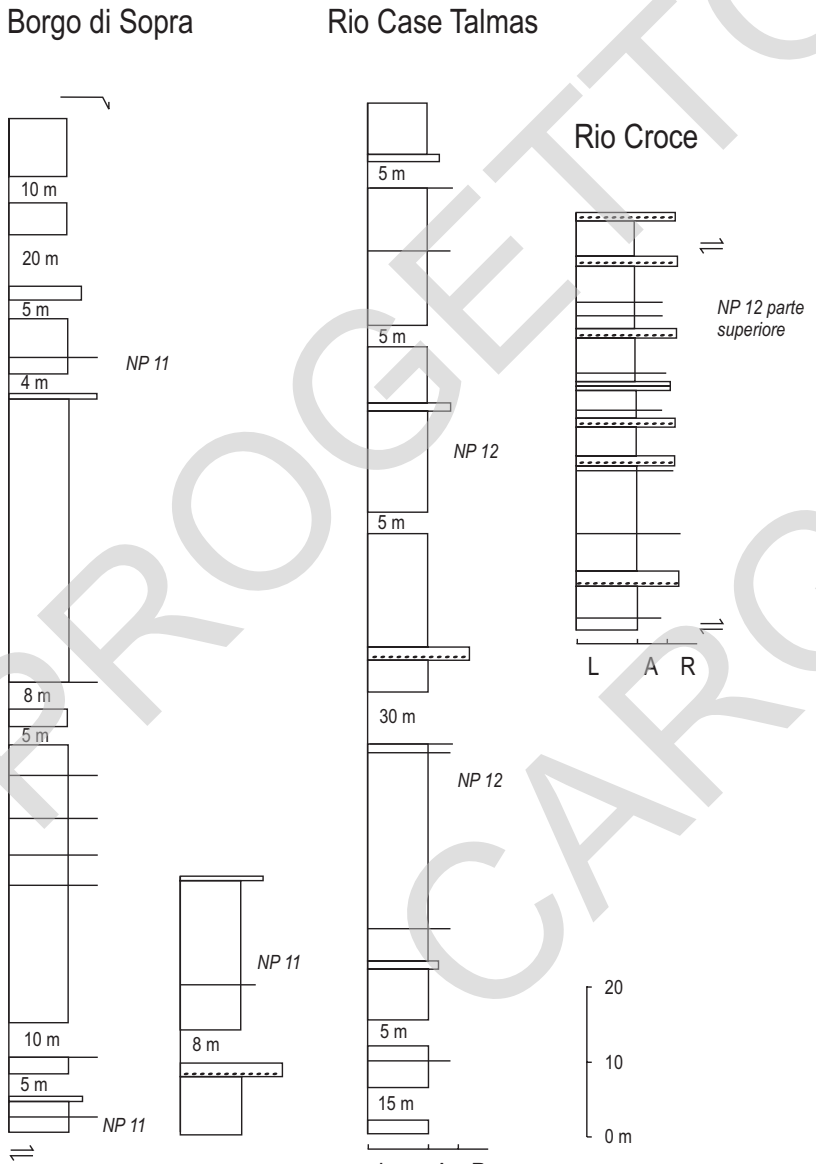


Fig. 13 - Log *stratigrafici schematici delle* marne e arenarie di Savorgnano, *parzialmente sovrapposti sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei; la successione è compresa fra la nannozona NP 11 e la porzione superiore della NP 12 (Ypresiano). L'unità è formata da prevalenti torbiditi marnoso-arenacee, generalmente fini o medie in strati da sottili a medi; nella porzione superiore acquistano maggiore rilevanza le torbiditi con base calciruditica.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.47 Pagina 57

L'unità affiora con continuità nell'area che comprende i rilievi collinari di Qualso e Savorgnano del Torre e quelli di Attimis e Faedis a sud della S.S. 356 di Cividale. Sporadici affioramenti nella pianura sono stati inoltre osservati nei dintorni di Tricesimo; tra questi si segnala per buona esposizione e continuità quello di Borgo Soima. A causa del complesso assetto tettonico, della scarsità degli affioramenti, dell'assenza di *marker* litologici e della complessiva monotonia delle litologie presenti, non è stato possibile costruire una sezione stratigrafica continua o una composita. Pertanto, sono presentati dei *log* stratigrafici tentativamente correlati sulla base delle datazioni con il nannoplancton calcareo (Fig. 13).

- *Log* di Borgo di Sopra (Attimis): spessore totale 220 m circa, di cui esposti 140 m; le datazioni con nannoplancton indicano che il *log* cade all'interno della biozona NP 11 (MARTINI, 1971).
- *Log* del rio di Case Talmass alla sua confluenza con Torrente Malina: spessore complessivo circa 190 m, di cui esposti 115 m; il *log* cade all'interno della biozona NP 12.
- *Log* del rio affluente sinistro del rio Croce, presso Case Orlando: spessore totale di circa 60 m; il *log* cade nella porzione più recente della biozona NP 12.

I *log* eseguiti indicano una potenza minima attorno ai 500 m. Sulla base dell'assetto strutturale dell'unità la potenza massima di SVO affiorante nel Foglio potrebbe aggirarsi sul migliaio di metri.

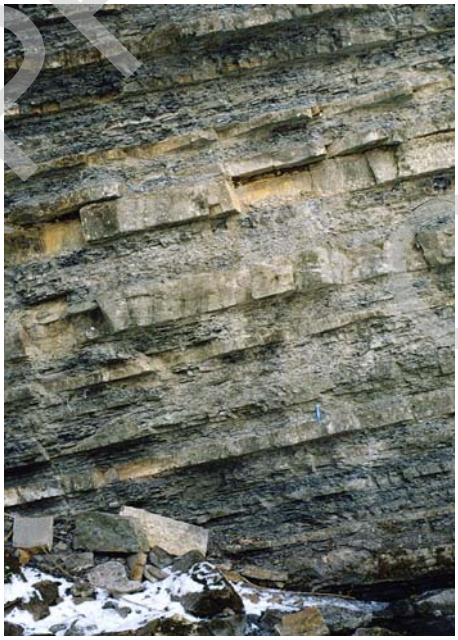


Fig. 14 - *Alternanze marnoso-arenacee sottilmente stratificate di SVO.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.47 Pagina 58

Caratteri litologici e sedimentologici. I depositi sono costituiti prevalentemente da torbiditi marnoso-arenacee, generalmente fini o medie, con strati da sottili a medi (Fig. 14). Il rapporto arenite/marna è quasi sempre inferiore a 1. Gli strati più spessi (con una potenza compresa fra i 50 cm e il metro) presentano livelli basali di microconglomerato con frequente selce e quarzo, bioclasti ed esemplari interi di macroforaminiferi bentonici. Alla base degli strati si osservano talora strutture di corrente con senso prevalente da NW e biologiche.

Sulla base dei caratteri litologici e sedimentologici, all'interno della successione sono distinguibili altre litofacies che si intercalano in varia misura alle torbiditi marnoso-arenacee, ma che in generale, dal punto di vista stratigrafico, non sembrano occupare precise porzioni della successione di SVO né presentano apprezzabile continuità laterale, eccezion fatta per il livello di *pebbly mudstone* posto una ventina di metri al di sopra della base dell'unità. Tale corpo di frana sottomarina raggiunge una potenza massima attorno ai 20 m nella zona Borgo Piccoli - Borgo Faris, ma si rastrema lateralmente con rapidità verso NW: presenta solo 2 m di peliti ciottolose nell'area di Attimis, in cui poi scompare.

Rari sono gli esempi di torbiditi plurimetriche (con spessore massimo attorno ai 5-6 m), contraddistinte da un livello basale conglomeratico di spessore massimo attorno ai due metri, con clasti di diametro fino a 1 dm, di solito ben arrotondati, di prevalente selce varicolore, calcari anche selciferi, quarzo e brandelli decimetrici di marne strappate al substrato. Alla rudite fanno seguito porzioni di spessore variabile di arenaria (o arenite carbonatica) gradata e di marna.

Nella valle del Rio Talmass si segnala inoltre la presenza di un corpo conglomeratico a supporto di clasti di spessore plurimetrico e con base erosiva (Fig. 15). I clasti (prevalenti carbonati e abbondante selce) sono di dimensioni variabili (dal centimetro al decimetro), ma sempre ben arrotondati.

Pacchi di torbiditi arenacee fini-finissime passanti a siltiti marnose e marne (rapporto arenite/marna molto inferiore a 1), in strati prevalentemente centimetrici o decimetrici, si intercalano variamente alla litofacies marnoso-arenacea, formando livelli di spessore anche decametrico. Rari orizzonti di marne ciottolose, spessi alcuni decimetri, con elementi ben arrotondati di dimensioni pluricentimetriche (selce, quarzo e calcari) sono presenti nella sezione di Borgo di Sopra. Si segnalano infine livelli, spessi da 4 a 11 m, di marne e marne argillose grigio chiare massive.

Le areniti di SVO sono classificabili come litareniti (più frequenti nella parte inferiore dell'unità) più o meno inquinate da una frazione terrigena silicatica fino ad arrivare ad areniti ibride (*sensu* ZUFFA, 1980) oppure come grovacche, predominanti nella parte medio-superiore di SVO. Le prime, a granulometria da medio-fine a grossolana, sono composizionalmente del tutto affini a quelle del GRI. Le arenarie del tipo grovacca a granulometria medio-fine presentano una notevole quantità di matrice detritica (silt e micrite).

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.47 Pagina 59

La percentuale di detrito quarzoso-feldspatico è molto variabile (da prevalente a bassa) così come quella dei frammenti litici (prevalenti selce e rocce carbonatiche). Anche la composizione media dei litici mostra una notevole variabilità del contenuto dei medesimi: la selce può essere predominante o subordinata ai clasti calcarei. La composizione media di due campioni prelevati presso Nimis (Val Polan) e particolarmente ricchi della frazione terrigena silicatica è rispettivamente: $Q_{31}/F_0/L_{69}$ e $Q_{61}/F_1/L_{38}$ con granuli quarzosi prevalentemente monocristallini ad estinzione netta e litici rappresentati da selce e roccia carbonatica (e scarsa siltite) in proporzione equivalente (BERTOLLA, 1997). I grani accessori (miche e minerali pesanti) sono presenti in minore quantità. Le miche sono rappresentate prevalentemente da muscovite; si segnala la presenza di rari granuli di glauconite.

Tramite analisi alla microsonda sono stati riconosciuti nei due campioni di Val Polan cromite, granato, tormalina, pirite e zircone. Un campione prelevato presso Qualso ha rivelato la presenza solamente di cromite e granato.

Le analisi Rx sui minerali argillosi di due campioni prelevati a Qualso e a Savorgnano del Torre hanno mostrato che gli stessi sono caratterizzati da un'associazione mineralogica nella quale prevale l'illite sugli strati misti illite-montmorillonite e su smectite e clorite, con rapporti di abbondanza circa equivalenti (BONAZZI & TUNIS, 1990).

Fig. 15 - *Corpo conglomeratico canalizzato con base erosiva nello SVO. I clasti sono prevalentemente di carbonati e di selce, di solito ben arrotondati; la matrice è microconglomeratica.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.47 Pagina 60

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è stato posto convenzionalmente al *top* del megabanco di Borgo Piccoli - Borgo Faris (vedi considerazioni fatte per il GRI). Il limite superiore non affiora.

Fossili: Ichnofossili sono segnalati da TUNIS & UCHMAN (1996) nella cava di Qualso: frequenti *Skolithos* isp., *Planolites* isp., *Chondrites intricatus*, *Trichichnus linearis*, *Ophiomorpha annulata*; molto rari *Melatercichnus burkei*, *Cosmorhaphe* isp., *C.*? *lobata*, *C.*? *gracilis*, *Helminthorhaphe japonica*, *Dendrotichnium illareni*, *Megagrapton irregulare*, *Paleodictyon strozzii*, *Paleodictyon majus*.

Le associazioni a nannofossili calcarei indicano l'Ypresiano: biozone NP 11 e NP 12 (MARTINI, 1971), quest'ultima fino alla porzione sommitale. Le associazioni sono accompagnate da forme rimaneggiate dal Paleocene e dal Cretacico superiore (Maastrichtiano?).

L'associazione della biozona NP 11 è caratterizzata da: *Discoaster binodosus, Tribrachiatus orthostylus, Chiasmolithus grandis, Braarudosphaera bigelowi, Calcidiscus kingi, Coccolithus pelagicus, D. barbadiensis, D. deflandrei, D. diastypus, D. elegans, D. lenticularis, D. megastypus, D. multiradiatus, D. salisburgensis, Ericsonia cava, E. formosa, Fascioculithus tympaniformis, Micrantholithus vesper, Nannotetrina sp., Neococcolithes dubius, N. protenus, Pontosphaera plana, Sphenolithus editus, S. moriformis, S. radians, Toweius gammation, Transversopontis duocavus, T. pulcher, Zygrhablithus bijugatus*.

Per quanto riguarda l'associazione osservata per la biozona NP12, essa è formata da: *Discoaster lodoensis, Tribrachiatus orthostylus, Braarudosphaera bigelowi, Calcidiscus sp., Chiasmolithus grandis, Coccolithus pelagicus, Discoaster barbadiensis, D. binodosus, D. deflandrei, D. elegans, D. megastypus, D. multiradiatus, D. salisburgensis, Ericsonia formosa, E. cava, Lophodolithus nascens, Micrantholithus vesper, Neochiastozygus junctus, Neococcolithes protenus, Pontosphaera plana, Rhabdosphaera pinguis, R. pseudomorionum, Rhomboaster bramlettei, Sphenolithus moriformis, S. radians, Toweius gammation, Transversopontis pulcher, Zygrhablithus bijugatus.*

Inoltre, la presenza di individui di *Discoaster lodoensis* con raggi meno numerosi ma più lunghi, ha consentito di attribuire parte della successione cartografata (vedi *log* del rio di M. Croce) alla porzione superiore della NP12. L'associazione completa osservata in questa biozona è data da *Braarudosphaera bigelowi, Calcidiscus sp., Chioasmolithus danicus, Coccolithus pelagicus, Discoaster barbadiensis, D. binodosus, D. deflandrei, D. dioastypus, D. lodoensis, D. multiradiatus, D. salisburgensis, Ericsonia cava, E. formosa, Fasciculithus involutus, F. tympaniformis, Neococcolithes dubius, Rhabdosphaera perlongus, R. pinguis, Romboaster bramlettei, Sphenolithus radians, Transversopontis pulcher, Tribrachiatus orthostylus, Zygrhablithus bijugatus.*

Età. Ypresiano *p.p.*

PROGETTO GAREG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.47 Pagina 61

Ambiente deposizionale. Piana bacinale. I depositi torbiditici andavano a riempire l'avanfossa dinarica, un profondo solco qui orientato NW-SE, evolutosi dal Bacino Sloveno nel Cretacico superiore.

Dominio paleogeografico. Avanfossa dinarica.

Unità strutturali. Sudalpino orientale, unità Buia-Tricesimo e u. di Cividale.

2. - SUCCESSIONE MIOCENICA *(P. Grandesso, C. Stefani, A. Zanferrari)*

Nel Foglio "Udine" è presente l'estremità orientale della lunga fascia di affioramenti della cosiddetta "molassa veneto-friulana" (MASSARI *et alii*, 1986a; 1986b) che forma le colline prealpine fra Bassano del Grappa (Vicenza) e Osoppo-Trasaghis (Udine). Nel Foglio affiora solo una parte dell'unità più recente, il *conglomerato del Montello*, che forma i colli di Susans e di Ragogna situati nel settore nord-occidentale. Nel sottosuolo della pianura udinese la successione miocenica è invece presente nell'avampaese con quasi tutti i suoi termini; nel settore di catena sepolta essa è variamente deformata e dislocata ad opera dei sistemi di sovrascorrimenti ciechi e perciò profondamente smantellata nelle parti tettonicamente più sollevate.

2.1. - CONGLOMERATO DEL MONTELLO (**MON**)

Corrisponde ai "Conglomerati calcarei a *Ostrea crassissima* con lignite e lenti sabbiose a *Potamides bidentatus*" di STEFANINI (1911), alla litozona 6 di GELATI (1969) e, solo in parte, alla "Puddinga di Bier" (STEFANI, 1982) e al "conglomerato del M. di Ragogna" di FRASCARI & ZANFERRARI (1977).

Nell'ambito del Foglio sono presenti solo due dei tre membri in cui l'unità è suddivisa (Fig. 16) ovvero il "membro arenaceo-pelitico" (MON_2) e il "membro conglomeratico" (MON_3); le relative descrizioni sono riportate più avanti.

Lo spessore totale dei due membri è di almeno 600 metri. In realtà, del MON_2 affiorano solo poche decine di m; meglio rappresentato è il MON_3, che però è suddiviso in varie scaglie tettoniche.

Età. Tortoniano superiore - Messiniano inferiore.

Ambiente deposizionale. Il *conglomerato del Montello* registra alla base (MON_1) la prosecuzione del *trend* regressivo già riconosciuto nella sottostante *arenaria di Vittorio Veneto* (VVE), con il passaggio da facies di piattaforma interna a facies di piana alluvionale; segue un nuovo ciclo trasgressivo-regressivo (MON_2), analogo al precedente fino ai conglomerati del MON_3 riconducibili ad un ambiente continentale.

La composizione dei conglomerati, in massima parte carbonatici, sembra indicare una generale tendenza all'approfondimento dei livelli di erosione nella

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.47 Pagina 62

catena Sudalpina orientale in forte deformazione e sollevamento (fase neoalpina principale, del Miocene medio-superiore). Il *trend* è confermato anche dal cambiamento della moda detritica delle areniti, già a partire dalla deposizione della VVE (STEFANI, 1987).

Dominio paleogeografico. Avanfossa del Sudalpino orientale (bacino molassico veneto-friulano *Auct*.).

Unità strutturali. Sudalpino orientale, unità neoalpine Udine-Medea e di Sequals.

2.1.1. - *Membro arenaceo-pelitico* (**MON_2**)

Affiora in piccoli lembi molto tettonizzati alla base dei versanti settentrionali del M. di Ragogna e del colle di Susans, al limite con il Foglio 049 "Gemona del Friuli". La sezione-tipo è stata misurata lungo il T. Pontaiba a sud dell'abitato di Manazzons (F. 048 "Tramonti di Sotto"), al confine con il Foglio 065 "Maniago", cui si rinvia (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. È costituito in prevalenza da arenarie o sabbie poco cementate bioturbate a laminazione incrociata a piccola scala, caratterizzate da abbondanti drappi pelitici scuri (facies eterolitiche). Le sabbie presentano spesse intercalazioni pelitiche carboniose, ricche in resti vegetali e ostreidi concentrati a più livelli. Le frazioni più grossolane conglomeratiche sono generalmente subordinate, a granulometria minuta (centimetrico-millimetrica) con ciottoli ben arrotondati, spesso subsferici.

Le litofacies di tale membro hanno stratificazione assai variabile e risultano relativamente più erodibili rispetto agli altri membri sotto e soprastanti: ovunque il MON_2 dà origine ad una depressione morfologica piuttosto marcata.

Le sabbie hanno rivelato una composizione più ricca in quarzo e selce (fino al 50% del totale) rispetto a quelle del membro inferiore.

Nel Foglio "Maniago" lo spessore totale raggiunge valori massimi di 300 m.

Rapporti stratigrafici. Ove non tettonizzato, il limite con il membro superiore è transizionale ed è posto in corrispondenza del primo livello conglomeratico plurimetrico a clasti mal cerniti (Fig. 16).

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

Determinazioni geocronologiche. L'analisi del rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$, esaminato sul guscio di ostreidi in ottimo stato di conservazione, ha permesso di datare con buona approssimazione il MON_2, collocando il limite Tortoniano-Messiniano verso la metà del membro stesso (GRANDESSO *et alii*, 2000).

Età. Tortoniano finale - Messiniano basale.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.48 Pagina 63

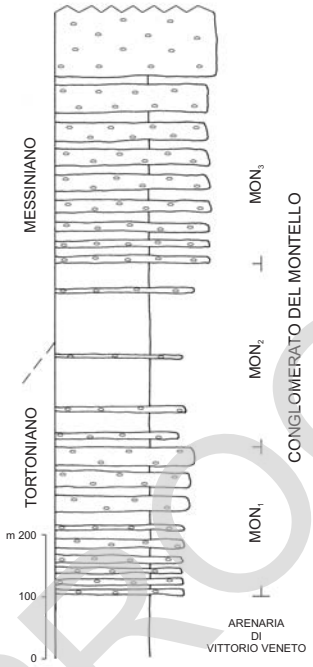


Fig. 16 - *Sezione schematica del* conglomerato del Montello. *Nel Foglio affiorano solo i livelli superiori del membro arenaceo-pelitico (MON$_2$) e una parte imprecisata del membro conglomeratico (MON$_3$).*

Ambiente deposizionale. Nel suo insieme il MON$_2$ è interpretato come un deposito di piattaforma interna con influssi deltizi, che evolve verso condizioni continentali testimoniate dai conglomerati del MON$_3$.

2.1.2. - *Membro conglomeratico* (**MON$_3$**)

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. È costituito da conglomerati carbonatici, mal cerniti, generalmente a supporto di matrice, a ciottoli centimetrico-decimetrici da subarrotondati ad angolosi, in grossi banchi plurimetrici con subordinate intercalazioni arenacee giallastre e pelitiche da giallastre a grigie e a verdastre (Fig. 16).

Affiora nelle colline di Susans e nel M. di Ragogna, spesso molto tettonizzato e quindi con caratteristica "sgranatura" della roccia nelle numerose zone di movimento. In questi casi la roccia presenta discreta permeabilità e la circolazione delle acque determina una diffusa arenitizzazione dei clasti, che spesso sono svuotati dei prodotti di alterazione in seguito a dilavamento.

I banchi conglomeratici sono spesso plurimetrici e a base piana, apparentemente non erosiva, e mostrano una blanda gradazione normale. Raramente è stata indi-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.48 Pagina 64

viduata una disposizione embricata dei clasti piatti. Le dimensioni dei ciottoli, generalmente improntati, sono mediamente di 6-8 cm e talvolta arrivano ai 20 cm.

A causa dell'intensa tettonizzazione lo spessore di questo membro non può essere qui determinato; nel Foglio "Maniago" è valutato sul migliaio di metri.

Rapporti stratigrafici. Il limite superiore del MON corrisponde ad una superficie di erosione (*unconformity* messiniana *Auct.*), sulla quale nell'area considerata poggiano differenti unità quaternarie. Nelle aree limitrofe, sulla medesima superficie si può trovare un'unità conglomeratica contenente anche ciottoli di litologie paleozoiche delle Alpi Carniche (*conglomerato di San Pietro di Ragogna*, del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore) (MONEGATO, 2006; ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a).

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

Età. In base ai rapporti stratigrafici con le unità tra le quali è interposto, il MON_3 viene riferito al Messiniano inferiore.

Ambiente deposizionale. L'ambiente di sedimentazione sembra riconducibile a quello di conoide alluvionale pedemontana e/o di piana alluvionale.

3. - SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIOCENICO-QUATERNARIA
(R. Avigliano, G. Monegato, G. Paiero)

3.1. - SUPERSINTEMA DEL FRIULI (SF)

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

Nel Foglio "Udine" sono stati distinti all'interno del SF (Fig. 17) il *sintema di Plaino* (unità UBSU) e l'*unità di Borgo Ellero* (unità informale), per le caratteristiche peculiari che li contraddistinguono in affioramento.

Sono invece riferiti al *SF indistinto* i depositi del sottosuolo precedenti al LGM e quelli di difficile collocazione stratigrafica, affioranti in località diverse nell'ambito del Foglio. Questa scelta è stata fatta in quanto i dati ottenuti da sondaggi, pozzi per acqua e indagini geofisiche, al di là della loro affidabilità, non permettono in genere di stabilire la continuità nel sottosuolo della pianura delle superfici-limite e di riconoscere il bacino di alimentazione dei depositi. Inoltre il sollevamento tettonico differenziale che interessa vaste aree della pianura, dovuto alla presenza di sovrascorrimenti attivi, ha fortemente condizionato le modalità di deposizione, nonché lo spessore e la continuità dei corpi sedimentari costituenti il sottosuolo della pianura udinese, rendendo ancor più problematiche le correlazioni tra i depositi affioranti e quelli sepolti.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.48 Pagina 65

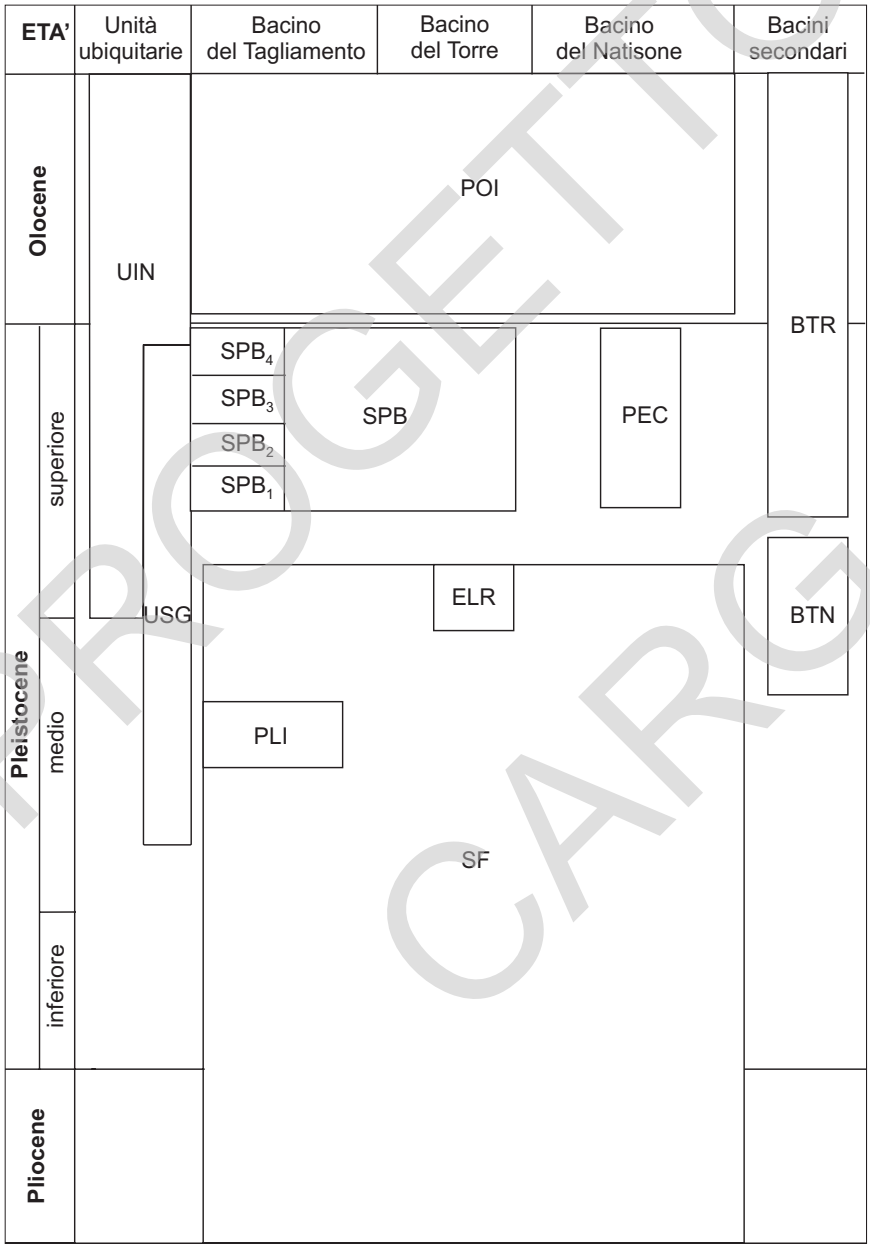


Fig. 17 - *Schema dei rapporti cronostratigrafici delle unità pliocenico-quaternarie del Foglio "Udine".*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.48 Pagina 66

A causa di queste incertezze, i depositi che affiorano in corrispondenza di culminazioni tettoniche nella pianura, sollevati dai sovrascorrimenti di Udine e di Pozzuolo, e alcuni conglomerati di incerta attribuzione, presenti all'interno dell'anfiteatro morenico in prossimità di Martinazzo e lungo l'alveo del Torrente Torre a sud di Lovaria, sono rappresentati come *SF indistinto* sulla carta geologica. Essi sono identificati con pedici in Fig. 19: "conglomerati di Buttrio": SF_{I}; "conglomerati di Udine": SF_{II}; "conglomerati di Variano": SF_{III}; "conglomerati di Orgnano": SF_{IV}; "conglomerati di Carpeneto": SF_{V}; "conglomerati di Pozzuolo": SF_{VI}; "depositi del Colle di Udine": SF_{VII}; "conglomerati di Pasian di Prato": SF_{VIII}; "*diamicton* di Udine": SF_{IX}; "conglomerati di San Daniele": SF_{X}; "conglomerati del Lago di Ragogna": SF_{XI}. Per ciascuno di essi viene riportata la descrizione delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche e un'interpretazione dei reciproci rapporti stratigrafici dove possibile.

Nel Foglio 25-Udine (FERUGLIO, 1925a; 1929b) questi depositi rientrano nelle "Alluvioni ferrettizzate del Diluviale medio e antico", nei "Conglomerati diluviali di varia età" e nei "Conglomerati di età incerta".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie basale del SF è di natura erosiva, marcatamente diacrona e probabilmente polifasica; essa ha cominciato a formarsi durante la fase regressiva messiniana. La superficie-limite è posta al contatto tra il SF ed il substrato pre-pliocenico e non è visibile in affioramento nel Foglio "Udine". Nelle aree limitrofe è stata osservata sulle pendici meridionali del Monte di Ragogna, dove il *conglomerato di San Pietro di Ragogna*, appartenente al SF, poggia localmente con una discordanza angolare di 45° sul *conglomerato del Montello* (ZANFERRARI *et alii*, in stampa), e lungo l'alveo del T. Cormor a Pozzuolo (Foglio 087 "Palmanova"), dove i "conglomerati di Pozzuolo" (SF_{VI}) sono in discordanza angolare di 10-20° su biocalcareniti del Langhiano (VENTURINI S., 1987), appartenenti alla *formazione del Monte Baldo* (= *top* del "Gruppo di Cavanella" *sensu* AGIP).

Anche la superficie sommitale del SF è diacrona: essa coincide con le superfici erosive di genesi glaciale e alluvionale presenti alla base delle unità più recenti che si sovrappongono quasi completamente al SF. In corrispondenza dei rilievi della pianura rimasti isolati dalla sedimentazione durante e dopo il LGM, essa è rappresentata da *top* deposizionali variamente rimodellati e caratterizzati da suoli decisamente sviluppati, in alcuni casi policiclici, con spessori superiori a 1 m e colore variabile tra 7.5YR e 5YR (Fig. 18).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi attribuiti al *SF indistinto* sono generalmente formati da conglomerati costituiti da ghiaie grossolane in matrice ghiaioso-sabbiosa o sabbioso-pelitica, con stratificazione da orizzontale ad inclinata, nei quali si intercalano localmente lenti e livelli sabbioso-pelitici. I conglomerati possono avere un grado di cementazione elevato. La tessitura varia da clasto-sostenuta a parzialmente aperta, i clasti sono subarrotondati-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.48 Pagina 67

Fig. 18 - *Sezione di scavo ubicata presso Orgnano, sulla sommità del fianco orientale del rilievo omonimo. Si osserva il* top *deposizionale del SF caratterizzato da un potente suolo policiclico.*

arrotondati. Le ghiaie sono mediamente classate, con dimensioni medie e massime molto variabili; localmente si riconosce una stratificazione inclinata a basso angolo.

La composizione dei conglomerati rispecchia in genere quella dei depositi del bacino del Fiume Tagliamento (v. Capitolo IV); la locale abbondanza in litologie carbonatiche può essere attribuita ad un maggior apporto dal bacino del Torrente Torre. In particolare, i conglomerati affioranti in prossimità di Martinazzo e sull'alveo del Torre, a sud di Lovaria, sono costituiti da clasti con litologia prevalentemente carbonatica.

Generalmente le facies conglomeratiche affiorano all'interno di incisioni fluviali e si rinvengono a varie profondità in scavi (per fondazioni, cave, ecc.) e durante la perforazione di pozzi e sondaggi.

Sono di seguito descritte le caratteristiche litologiche e sedimentologiche dei depositi SF incontrati nel sottosuolo **(A)** e di quelli costituenti i rilievi isolati della pianura udinese **(B)**.

A) Depositi plio-quaternari del sottosuolo

Le caratteristiche e gli spessori delle successioni sedimentarie del sottosuolo della pianura ricadente nell'area del Foglio, appartenenti al *SF indistinto*, sono

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.48 Pagina 68

descritte sulla base delle stratigrafie di pozzi per acqua e di sondaggi geognostici integrati da qualche dato geofisico.

Nel sottosuolo dell'anfiteatro morenico lo spessore del SF è estremamente irregolare e varia da 0 ad oltre 300 m. Ad ovest del sovrascorrimento di San Daniele e a nord del sovrascorrimento Susans-Tricesimo, dove il substrato è subaffiorante, lo spessore dei depositi non è apprezzabile. Nel settore centrale dell'anfiteatro i depositi del SF costituiscono un corpo conglomeratico indistinto ed indifferenziato, potente oltre 300 m.

Lo spessore del SF nel suo complesso supera i 100 m a nord del sovrascorrimento di Udine, raggiungendo i 400 m a letto del sovrascorrimento Susans-Tricesimo: nel pozzo OGS-Reana (142_0001 in AA. VV., 1990) il substrato miocenico (probabile *arenaria di Vittorio Veneto*) è stato raggiunto a -424 m dal p.c. Esso supera i 140 m nel sondaggio CARG-FVG S2 "Colloredo di Prato", eseguito tra il sovrascorrimento di Udine e quello di Pozzuolo, e tende a diminuire drasticamente avvicinandosi alla *tip line* di quest'ultima struttura. Infatti, sul colle di Pozzuolo lo spessore del SF non supera i dieci metri ed a Variano è stimato attorno ai 50 m (VENTURINI S., 1987).

A letto del sovrascorrimento di Pozzuolo lo spessore del SF aumenta di nuovo considerevolmente, arrivando a superare i 250 m (pozzo OGS - Codroipo: 044_0068 in AA. VV., 1990).

Dal sondaggio CARG-FVG S2 e da altri dati di sottosuolo risulta che, almeno per i primi 150 m dalla superficie, il sottosuolo del settore di pianura antistante l'anfiteatro morenico è costituito da una successione di depositi continentali di origine fluviale e fluvioglaciale (conoide-piana alluvionale). La successione è costituta da materiali ghiaiosi con intercalati rari livelli sabbiosi e pelitici aventi spessori esigui e scarsa continuità; questi ultimi, pur rimanendo subordinati percentualmente ai depositi ghiaiosi, tendono ad aumentare in frequenza e continuità man mano che ci si allontana dalle aree-sorgenti e nel settore sud-occidentale del Foglio dove, probabilmente, si è ripetutamente instaurata una condizione di interbacinalità.

Il bacino di alimentazione dei depositi nel settore centro-occidentale del Foglio è quello del Fiume Tagliamento, che nel settore orientale riceve i contributi dei bacini del Torre, del Natisone e dei bacini tributari presenti all'interno dei rilievi formati dalle torbiditi paleocenico-eoceniche.

In tutta la parte di pianura al tetto del sovrascorrimento di Pozzuolo i depositi ghiaiosi sono cementati in modo abbastanza continuo. La cementazione comincia mediamente tra i 20 e i 40 m dal p.c. e sembra risalire fin quasi in superficie in prossimità dei rilievi isolati della pianura.

Nel letto della struttura la cementazione dei depositi comincia più in profondità e diventa più discontinua. In tutta la pianura la cementazione è molto irregolare e non può essere utilizzata come parametro di correlazione tra i depositi.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 69

Fig. 19 - *Distribuzione dei depositi indistinti del* supersintema del Friuli *descritti nel testo e identificati dai pedici.*

B) <u>I rilievi isolati della pianura</u>

Le caratteristiche dei depositi affioranti sui rilievi isolati della pianura ed in anfiteatro derivano sia da osservazioni dirette che da dati tratti dalla letteratura.

SF_I: "conglomerati di Buttrio". Affiorano a NW di Buttrio sulla superficie del terrazzo fluviale e sono segnalati nel sottosuolo tra Buttrio e Madonna di Lussaria. Nei pressi di Buttrio i conglomerati appoggiano sul substrato torbiditico eocenico.

Sono costituiti da ghiaie grossolane in matrice sabbiosa o sabbioso-pelitica con stratificazione da orizzontale ad inclinata a basso angolo. La tessitura varia da clasto-sostenuta a parzialmente aperta, i clasti sono arrotondati-subarrotondati. Le ghiaie sono mediamente classate, con dimensioni medie attorno a 1,5 cm e massime di circa 12 cm. I conglomerati hanno un grado di cementazione elevato e, localmente, sono fratturati ed interessati da forme carsiche minori. I clasti hanno litologia prevalentemente carbonatica, tuttavia sono rappresentate anche litologie paleozoiche tipiche dell'alto bacino del Tagliamento.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 70

SF_{II}: "conglomerati di Udine". Data la scarsità e l'occasionalità degli affioramenti, la descrizione delle caratteristiche dei depositi e la distribuzione areale in carta del SF_{II} si basano su analisi di stratigrafie di sondaggi, su dati tratti dalla letteratura (PARONUZZI, 1988) e, subordinatamente, su osservazioni dirette. Nel sottosuolo del centro cittadino i conglomerati sono spesso raggiunti in scavi per costruzioni e segnalati a scarsa profondità in sondaggi e pozzi per acqua. In particolare sono stati osservati a circa 2 m dal piano campagna durante alcuni scavi nella piazza I maggio ai piedi del colle di Udine.

Essi sono costituiti da ghiaie da medie a grossolane in matrice sabbioso-pelitica, massive o stratificate, con intercalate lingue e lenti sabbiose a laminazione piano-parallela. La tessitura varia da clasto-sostenuta a parzialmente aperta, i clasti sono arrotondati-subarrotondati. Le ghiaie sono mediamente classate, con dimensioni medie attorno ad 1 cm e massime di circa 10 cm; il loro grado di cementazione è medio e variabile. I clasti hanno litologia prevalentemente carbonatica, le litologie paleozoiche tipiche dell'alto bacino del Tagliamento sono scarsamente rappresentate. Nella parte più superficiale i clasti carbonatici dei conglomerati possono presentarsi completamente alterati.

Nel centro di Udine, ai conglomerati SF_{II} sono sovrapposti il "*diamicton* di Udine" (SF_{IX}) ed i depositi fluvioglaciali più recenti del *subsintema di Canodusso* e del *subsintema di Remanzacco*, mentre non è chiaro in quale rapporto essi restino con i "depositi del colle di Udine" (SF_{VII}).

SF_{III}: "conglomerati di Variano". Il rilievo di Variano si eleva di circa 7 m rispetto alla piana circostante ed è affiancato da un più accentuato rilievo, il colle di S. Leonardo, alto 13 m. Il raccordo con la pianura avviene con scarpate più o meno nette. La superficie del rilievo è stata rimodellata artificialmente. Gli affioramenti si trovano nella parte orientale del colle, al margine sud-orientale del centro abitato e alla base del fianco settentrionale del colle di S. Leonardo.

Essi sono costituiti da ghiaie grossolane in matrice sabbiosa o sabbioso-limosa con stratificazione da orizzontale ad inclinata. La tessitura è a supporto di clasti, i clasti sono arrotondati-subarrotondati. Le ghiaie sono mediamente classate, con dimensioni medie attorno ai 1,5 cm e massime di circa 12 cm; il loro grado di cementazione è medio e variabile. I clasti, che si presentano debolmente alterati, hanno litologia prevalentemente carbonatica, tuttavia sono rappresentati anche elementi paleozoici tipici dell'alto bacino del Tagliamento.

SF_{IV}: "conglomerati di Orgnano". Il rilievo di Orgnano ha forma stretta e allungata in direzione NW-SE e si solleva dalla pianura circostante in modo differenziale: a oriente presenta con una netta scarpata alta da 5 a 7 m, mentre a occidente scende gradualmente e sfuma nella pianura. Gli affioramenti, assai esigui, si trovano nella porzione sud-orientale del colle alla base della scarpata.

Essi sono costituiti da ghiaie grossolane in matrice sabbioso-ghiaiosa con stratificazione da orizzontale ad inclinata. La tessitura è a supporto di clasti, i

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 71

quali sono arrotondati-subarrotondati. Le ghiaie sono mal classate, con dimensioni medie attorno ai 1,5 cm e massime di circa 60 cm; il loro grado di cementazione è medio e variabile. I clasti, che si presentano debolmente alterati, hanno litologia prevalentemente carbonatica, con presenza subordinata di litologie paleozoiche tipiche dell'alto bacino del Tagliamento.

SF_V: "conglomerati di Carpeneto". I rilievi di Carpeneto sono due piccoli dossi che si elevano circa 10 m sopra il livello dell'adiacente pianura, sulla destra idrografica del Torrente Cormòr. Nel Foglio rientrano solo le estremità settentrionali di tali rilievi. Gli affioramenti, assai scarsi ed esigui, si trovano sul lato orientale del colle che si erge presso l'abitato di Carpeneto. Sono costituiti da ghiaie grossolane in matrice sabbioso-ghiaiosa con stratificazione da orizzontale ad inclinata. La tessitura è a supporto di clasti, che sono arrotondati-subarrotondati. Le ghiaie sono mal classate, con dimensioni medie attorno ai 1,5 cm e massime di circa 30 cm; il loro grado di cementazione è medio e variabile. I clasti, che si presentano debolmente alterati, hanno litologia prevalentemente carbonatica, tuttavia sono rappresentati anche elementi paleozoici tipici dell'alto bacino del Tagliamento.

SF_{VI}: "conglomerati di Pozzuolo". Il rilievo di Pozzuolo si eleva di 4-5 m sulla pianura circostante, fra Terenzano e l'alveo del Torrente Cormòr; nel Foglio "Udine" rientra solamente l'estremità settentrionale. Gli affioramenti si trovano sul lato occidentale del rilievo, in corrispondenza della scarpata situata in prossimità dell'alveo del Torrente Cormòr.

Sono costituiti da ghiaie grossolane in matrice sabbioso-ghiaiosa con stratificazione da orizzontale ad inclinata. La tessitura è a supporto di clasti, che sono arrotondati. Le ghiaie sono mal classate, con dimensioni medie attorno ai 2 cm e massime di circa 25 cm. Le ghiaie hanno un grado di cementazione da medio a basso. I clasti, che si presentano debolmente alterati, hanno litologia prevalentemente carbonatica, tuttavia sono rappresentati anche elementi paleozoici tipici dell'alto bacino del Tagliamento.

SF_{VII}: "depositi del colle di Udine". Il colle si eleva di circa 30 m rispetto alla piana circostante, alla quale si raccorda con nette scarpate rimodellate artificialmente. Manca la descrizione di una sezione naturale dei depositi costituenti il nucleo del colle di Udine, anche se TARAMELLI (1875) e MARINONI (1878) ne sostengono la natura conglomeratica. Vari Autori hanno avuto modo di osservare direttamente scavi eseguiti sul rilievo (MARINONI, 1878; TELLINI, 1900; LORENZI, 1920; FERUGLIO, 1921; COMEL, 1955; BERNARDIS & ZORZI, 1987) o di ottenere notizie dettagliate in merito alle caratteristiche dei depositi attraversati durante la costruzione di alcune gallerie sul lato orientale del colle (MARTINIS, 1953) e di alcuni sondaggi eseguiti attorno all'edificio del castello (BERNARDIS & ZORZI, 1981; 1987). Tali Autori concordano sul fatto che i depositi interessati dagli scavi sono sciolti, molto eterogenei dal punto di vista granulometrico (ghiaie, ciottoli e

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 72

blocchi in abbondante matrice sabbioso-pelitica) e senza evidenti strutture, nonché sulla natura artificiale dei depositi costituenti le scarpate e la sommità del colle. Buona parte degli Autori ritiene che il nucleo del rilievo sia costituito dai "conglomerati di Udine" (SF_{II}), ma non esprimono opinioni sulla natura dei depositi sciolti che ricoprono tale nucleo (FERUGLIO, 1921; MARTINIS, 1953).

SF_{VIII}: "conglomerati di Pasian di Prato". La dorsale di Pasian di Prato si estende con direzione NW-SE tra Nogaredo di Prato, Pasian di Prato e Pradamano, elevandosi da 5 a 10 m sulla pianura. Gli affioramenti si trovano in corrispondenza del Torrente Cormòr, entro le scarpate di incisione dell'alveo attuale, presso S. Caterina.

Sono costituiti da ghiaie grossolane in matrice sabbiosa, con stratificazione da orizzontale ad inclinata. La tessitura è a supporto di clasti, i quali sono arrotondati. Le ghiaie sono mal classate, con dimensioni medie di 1,5 cm e massime sui 20 cm; il loro grado di cementazione è medio e variabile. I clasti hanno litologia prevalentemente carbonatica, tuttavia sono ben rappresentate anche litologie paleozoiche tipiche dell'alto bacino del Tagliamento e si presentano debolmente alterati. Non si esclude che questi depositi siano correlabili con il "*diamicton* di Udine" (SF_{IX}).

SF_{IX}: "*diamicton* di Udine". La superficie del terrazzo di Udine, dove il deposito è parzialmente affiorante, è debolmente rilevata rispetto alla pianura e si sviluppa a sud del colle di Udine. Tale superficie è stata sede di un vasto castelliere in epoca protostorica (TELLINI, 1900; VITRI *et alii*, 1991) e su di essa si è sviluppato il centro cittadino attuale. Data la scarsità e l'occasionalità degli affioramenti la descrizione delle caratteristiche dei depositi e la distribuzione areale in carta del SF_{IX} è incerta e si basa su analisi di stratigrafie di sondaggi, su dati tratti dalla letteratura (FERUGLIO, 1920; MARTINIS, 1953; COMEL, 1961a; 1961b; 1962; 1964; 1965; 1967; BERNARDIS & ZORZI, 1981) e, subordinatamente, su osservazioni dirette.

Il deposito è costituito da un *diamicton* generalmente con tessitura a supporto di matrice, la matrice è limoso-argillosa di colore arrossato (colore tra 5YR e 7.5YR), la frazione ghiaiosa è rappresentata da ghiaie con abbondanti ciottoli e blocchi aventi diametro anche superiore al metro. Il deposito è sciolto; i clasti, che si presentano da molto a completamente alterati, hanno litologia prevalentemente carbonatica, ma sono ben rappresentate anche litologie paleozoiche tipiche dell'alto bacino del Tagliamento. Tutti gli Autori concordano nel ritenere il SF_{IX} un lembo di deposito fortemente pedogenizzato, definendolo "ferretto".

Circa la sua origine le opinioni sono controverse: MARTINIS (1953) lo ritiene alluvionale, COMEL (1961a; 1967) di origine glaciale. Non si esclude che almeno localmente la parte basale del SF_{IX} possa rappresentare l'alterazione dei conglomerati SF_{II}, mentre quella contenente i blocchi sia un deposito più recente, ma comunque precedente al LGM, considerato il grado di alterazione.

Il deposito ha uno spessore compreso tra 1,5 m e oltre 4 m. La sua superficie

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 73

di appoggio basale è sui conglomerati SF_{II}, mentre è indeterminato il rapporto con i "depositi del colle di Udine" (SF_{VII}). Ad esso sono parzialmente sovrapposti, tramite una superficie erosiva, i depositi fluvioglaciali più recenti del *subsintema di Canodusso* e del *subsintema di Remanzacco*.

SF_X: "conglomerati di San Daniele". La collina di San Daniele è costituita da un nucleo di conglomerati che affiorano lungo il versante orientale.

Sono costituiti da ghiaie grossolane, classate, con clasti da subarrotondati ad arrotondati, con dimensioni medie attorno ad 1 cm e massime di circa 15 cm; la tessitura è a supporto di clasti e il grado di cementazione elevato. I clasti hanno una composizione petrografica caratteristica del bacino del Tagliamento; nell'affioramento posto a quota 220 m s.l.m. i clasti policromi del bacino del Tagliamento sono rari. L'isolamento di questi conglomerati ad opera dei sovrascorrimenti di Majano e di San Daniele non ne permette la correlazione con i "conglomerati del Lago di Ragogna" (SF_{XI}); tuttavia la porzione basale ha in comune con questi ultimi la rarità di clasti policromi del bacino del Tagliamento.

Ad essi sono parzialmente sovrapposti, tramite una superficie erosiva, i depositi glaciali più recenti del *subsintema di Canodusso*. La superficie di appoggio basale non è visibile in affioramento.

SF_{XI}: "conglomerati del Lago di Ragogna". I rilievi a nord del Lago di Ragogna hanno un profilo a dorso di cetaceo dovuto al modellamento glaciale e sono costituiti da conglomerati, che sono ben visibili in una cava abbandonata aperta in corrispondenza del colle più occidentale.

Sono costituiti da ghiaie grossolane, classate, con clasti da subarrotondati ad arrotondati, con dimensioni medie attorno ai 1,5 cm e massime di circa 15 cm; la tessitura è a supporto di clasti, i quali sono ben cementati. Essi hanno una composizione petrografica prevalentemente carbonatica, le litologie caratteristiche del bacino del Tagliamento sono presenti ma scarse. Si presentano inoltre molto fratturati data la loro posizione tra i sovrascorrimenti di San Tomaso e di Majano.

Questi conglomerati erano stati attribuiti al Pontico da FERUGLIO (1925a), tuttavia la presenza di clasti di litologie paleozoiche ne indica un'età più giovane, post-messiniana. La loro posizione isolata non permette di stabilire correlazioni con gli altri corpi conglomeratici attribuiti al SF.

Ambienti deposizionali. I depositi attribuiti genericamente al SF, compresi quelli attraversati dal sondaggio CARG-FVG S2 e dal sondaggio CARG-FVG S1, nonché gran parte dei depositi dei rilievi isolati, sono di ambiente alluvionale caratterizzato da corsi d'acqua a diversa energia, con prevalenza di alvei di tipo *braided*. Resta indeterminato l'ambiente deposizionale dei depositi del SF_{VII}, essendo ampi settori del colle formati da materiali riportati artificialmente.

Età. In base alla collocazione stratigrafica dei depositi che questa unità raggruppa, si attribuisce al *supersintema del Friuli* un'età compresa tra il Pliocene e il Pleistocene superiore.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 74

Bacino di appartenenza. Per le unità distinte all'interno del SF e per i depositi affioranti sono indicati i bacini di alimentazione dei sedimenti. Le successioni sedimentarie del sottosuolo della pianura sono attribuite genericamente al SF senza specificare il bacino di alimentazione dei depositi, se non puntualmente in corrispondenza di sondaggi di cui sia disponibile la campionatura.

3.1.1. - *Sintema di Plaino* (**PLI**)

Questa unità rientra nel *supersintema del Friuli* e raggruppa i depositi glaciali più antichi affioranti nell'anfiteatro morenico del Tagliamento. I depositi del PLI sono stati osservati in scavi occasionali presso Plaino e nell'incisione del Torrente Lavia. Nelle precedenti cartografie non sono mai stati segnalati depositi glaciali in questa posizione.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie-limite inferiore è indeterminata in affioramento; nel sondaggio CARG-FVG S1 "Santa Margherita" essa è stata posta in corrispondenza ad un paleosuolo di colore 7.5-10YR presente a quota 123,5 m s.l.m. (-56,5 m dal p.c.).

Il limite superiore è costituito da una superficie erosiva che localmente coincide con la superficie topografica ed è caratterizzata da suoli con profili tipo A-B-C, con orizzonte argillico di colore 7.5YR-5YR. Nel sondaggio CARG-FVG S1 questa superficie è data da una superficie di erosione sui depositi glaciali del PLI a quota 151 m s.l.m. (-29 m dal p.c.).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si distinguono due litofacies.

- *Diamicton* massivo contenente blocchi di dimensioni massime di 1,5 m; i clasti sono da angolosi a subangolosi, striati e sfaccettati, generalmente molto alterati, con le vulcaniti alterate e gli elementi ibridi, silicei e carbonatici, molto alterati (Fig. 20). La matrice è data da limo con sabbia di colore 10YR-7.5YR. Il deposito è addensato, la tessitura è a supporto di matrice, lo spessore osservabile è di circa 3 m (*till* indifferenziato) (PLI_{c1}).
- *Diamicton* massivo, molto addensato, con blocchi, clasti da subarrotondati a subangolosi, striati, sfaccettati e levigati, matrice limosa, tessitura a supporto di matrice (*till* d'alloggiamento) (PLI_{c4}).

Nel sondaggio CARG-FVG S1, tra la base del deposito glaciale del PLI (-35 m dal p.c.) ed il paleosuolo posto a -56,5 m dal p.c. è presente un deposito ghiaioso debolmente cementato con clasti da subarrotondati ad arrotondati, matrice sabbiosa, tessitura a supporto di clasti. Questa litofacies, corrispondente a depositi fluvioglaciali con spessore di circa 21 m, non è mai presente in superficie.

Lo spessore complessivo conservato dell'unità è di circa 25 m nel sondaggio CARG-FVG S1.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 75

Ambienti deposizionali. Si tratta di depositi glaciali e presumibilmente fluvioglaciali.

Età. In base alla posizione stratigrafica si attribuisce al PLI un'età pleistocenica media.

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento per la composizione litologica dei clasti.

3.1.2. - *Unità di Borgo Ellero* (**ELR**)

Si tratta di un'unità informale di tipo litostratigrafico, che rientra nel *supersintema del Friuli* ed è stratigraficamente sottostante ai depositi glaciali del *sintema di Spilimbergo*.

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (FERUGLIO, 1925a; 1929b) questi depositi sono stati cartografati come "Conglomerati diluviali di varia età" del "Diluviale medio e antico". Affiorano presso Borgo Ellero lungo il Torrente Cormòr, in destra idrografica alla base delle scarpate.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore e superiore sono indeterminati.

Fig. 20 - Till *del* sintema di Plaino *in uno scavo presso Borgo Marano. Si notano le* cortex *di alterazione sui clasti.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 76

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Ghiaie subarrotondate, classate (la classazione tende a decrescere verso l'alto), a stratificazione orizzontale. I clasti hanno dimensioni medie di 0,7-1 cm e massime di 40 cm. Le litologie dei clasti mostrano uno spettro costituito essenzialmente da carbonati biancastri; rare le litologie del bacino del Tagliamento come pure quelle torbiditiche paleogeniche. Il deposito è addensato e localmente cementato, la tessitura varia da clasto-sostenuta a parzialmente aperta. Lo spessore osservato del corpo è di circa 5 metri, quello desunto dalle stratigrafie dei pozzi presenti è di circa 12 m (depositi alluvionali) (ELR_b).

Ambienti deposizionali. I depositi sono alluvionali, relativi a un corso d'acqua *braided* ad alveo ghiaioso.

Età. In base alla posizione stratigrafica si attribuisce all'ELR un'età incerta pleistocenica medio-superiore.

Bacino di appartenenza. Dallo spettro composizionale dei clasti si ipotizza che il deposito sia relativo ad un corso d'acqua avente un bacino di alimentazione costituito quasi esclusivamente da litologie carbonatiche (Torrente Torre?). La presenza di rari clasti di litologie del bacino del Tagliamento fa supporre che il corso d'acqua abbia localmente rimaneggiato depositi legati al Tagliamento.

3.2. - Sintema di Premariacco (**PEC**)

Appartengono al PEC i depositi alluvionali della parte distale conservata del conoide di Premariacco compreso nel Foglio "Udine". Questa parte del conoide coincide con la superficie terrazzata posta sulla sinistra del Torrente Malina tra Orzano e la confluenza con il Torrente Torre. Manca una sezione completa del PEC: affioramenti dell'unità sono visibili lungo gli alvei dei torrenti Malina e Torre e in scavi occasionali effettuati sulla superficie del conoide.

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (Feruglio, 1925a; 1929b) questi depositi rientrano nei "Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie-limite inferiore del PEC non è stata osservata direttamente in affioramento. Inoltre, a causa della natura prevalentemente ghiaiosa e monotona dei materiali costituenti la successione sedimentaria del sottosuolo dell'alta pianura friulana, la superficie è difficilmente individuabile nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi. Il limite superiore del PEC è dato in parte da una superficie di erosione di natura alluvionale ed in parte dal *top* deposizionale originario parzialmente rimodellato che, dove coincide con la superficie topografica, è caratterizzato da suoli con profilo tipo A-B-C e colori prevalenti 7.5YR-10YR. Il rapporto della parte più superficiale dei depositi del PEC con i depositi del *sintema di Spilimbergo* è presumibilmente eteropico.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi affioranti nel Foglio

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 77

"Udine" sono costituiti prevalentemente da ghiaie, in matrice sabbiosa debolmente limosa, a stratificazione orizzontale ed incrociata evidente, con alternati livelli, lenti e lingue di sabbie e peliti. Le ghiaie sono ben classate, i clasti sono arrotondati-subarrotondati, le dimensioni medie sono attorno ai 0,6 cm e massime di circa 12 cm. I depositi sono mediamente addensati e localmente debolmente cementati. La tessitura varia da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta. Lo spessore dei depositi è indeterminato.

Ambienti deposizionali. Depositi alluvionali legati ad un corso d'acqua tipo *braided*. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Età. Sulla base dei rapporti con le unità adiacenti il PEC è attribuito al Pleistocene superiore.

Bacino di appartenenza. Bacino del Natisone con possibile contributo dell'Isonzo, in base alla composizione litologica dei clasti ed alla collocazione geografica dei depositi affioranti.

3.3 - Sintema di Spilimbergo (**SPB**)

Appartengono al sintema i depositi alluvionali e glaciali del bacino del Tagliamento connessi all'ultima fase di aggradazione culminata nel LGM. Esso è suddiviso nel *subsintema di Santa Margherita*, nell'*unità di Arcano*, nel *subsintema di Canodusso* e nel *subsintema di Remanzacco*.

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (Feruglio, 1925a; 1929b), questi depositi rientrano nelle "Morene dell'ultima glaciazione (Würmiana) e degli stadi postglaciali" e nei "Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

In tutti i depositi del SPB risultano prevalenti i carbonati (più del 70%) con subordinati elementi ibridi, silicei, vulcanici e metamorfici.

Sono stati cartografati come *SPB indistinto* i depositi fluvioglaciali affioranti lungo le scarpate della valle del Torrente Corno, tra Rive d'Arcano e Pantianicco, e quelli presenti in affioramenti isolati nell'alveo del Torrente Torre. Tale soluzione è stata adottata poiché, nell'ambito di questi depositi, non sono state riscontrate superfici di discontinuità o altre peculiari caratteristiche che permettessero l'attribuzione ai subsintemi distinti.

3.3.1. - *Subsintema di Santa Margherita* (**SPB_1**)

Comprende i sedimenti glaciali e fluvioglaciali deposti durante la massima espansione glaciale nella valle del Tagliamento durante il LGM. Nell'anfiteatro morenico del Tagliamento esso è caratterizzato da cerchie discontinue e rimodel-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 78

PROGETTO CARG

late. Nella pianura proglaciale i depositi fluvioglaciali sono stati parzialmente erosi e ricoperti da quelli del *subsintema di Canodusso* e sono da questi indistinguibili. Sono stati attribuiti in maniera dubitativa al SPB_1 anche i depositi costituenti alcuni lembi della superficie proglaciale rimodellata, conservati tra Qualso e Savorgnano (terrazzo di Qualso-Zompitta).

Gli affioramenti significativi sono ubicati lungo il Torrente Patòc, nel Rio Volpe, nel Torrente Lavia, nel Torrente Cormòr, nel Rio Masolino e presso Qualso-Zompitta.

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (FERUGLIO, 1925a; 1929b), la porzione centro-occidentale di questi depositi rientra nelle "Morene dell'ultima glaciazione (Würmiana)", mentre la porzione orientale rientra nelle "Morene ferrettizzate e degradate (Rissiane)" e nelle "Alluvioni ferrettizzate" del "Diluviale medio e antico".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Nella carota del sondaggio CARG-FVG S1 "S. Margherita" la superficie-limite è stata individuata a quota 150,80 m s.l.m. (= 29,20 m dal p.c.), dove un deposito glaciale attribuito al SPB_1 appoggia su un deposito alluvionale-lacustre che ha fornito un'età radiocarbonio AMS di 21.990 ± 820 anni BP (Ua-23265). Nella carota del sondaggio CARG-FVG S2 "Colloredo di Prato" la superficie è stata posta a 17,40 m dal p.c., al tetto di un deposito ghiaioso alterato. Nel sottosuolo della pianura il limite inferiore è stato posto convenzionalmente nei primi 10-20 m dal p.c., in corrispondenza delle prime tracce di cementazione dei depositi ghiaiosi riscontrate nelle stratigrafie dei sondaggi e dei pozzi per acqua. In alcuni sondaggi, al tetto dei depositi cementati sono presenti paleosuoli, che indicano significative stasi sedimentarie.

Il limite superiore è costituito in parte da una superficie erosiva, sulla quale poggiano le unità più recenti, in parte dall'originaria superficie deposizionale rimodellata. La superficie erosiva è riconoscibile nel Torrente Patòc, dove mette a contatto i depositi glaciali del SPB_1 con l'*unità di Arcano* (SPB_2), e nel Torrente Cormòr, dove mette a contatto i depositi glaciali del SPB_1 con depositi glaciali del *subsintema di Canodusso* (SPB_3). Nella pianura tale superficie è sepolta dal *subsintema di Canodusso* e i depositi delle due unità non sono tra loro distinguibili. In base a un buon raccordo morfologico della superficie del terrazzo di Qualso-Zompitta con i depositi glaciali del SPB_1, quest'ultima è stata interpretata come *top* deposizionale originario debolmente rimodellato. La superficie è caratterizzata da un suolo ben sviluppato, con profilo di alterazione di tipo A-B-C, colore 7.5YR dell'orizzonte argillico e alterazione dei clasti fino a profondità superiore ai 3 metri dal p.c.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi fluvioglaciali e rispettivamente glaciali sono rappresentati dalle seguenti litofacies.

I depositi fluvioglaciali (**SPB_{1b}**) sono costituiti da depositi ghiaiosi grossolani, localmente con blocchi, a stratificazione orizzontale, in matrice sabbiosa. I clasti sono da subangolosi a subarrotondati, mal classati, con dimensioni medie attorno ai

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 79

2 cm e massime di circa 80 cm. La tessitura è a supporto di clasti. I depositi sono addensati e localmente cementati. Le alluvioni costituenti il terrazzo di Qualso-Zompitta sono costituite da depositi con elementi tipici del bacino del Tagliamento, interdigitati ad altri contenenti esclusivamente elementi carbonatici, ibridi e silicei legati a corsi d'acqua locali (sistema Torre-Cornappo). La transizione tra le ghiaie fluvioglaciali ed il *diamicton* glaciale è osservabile nei torrenti Cormòr e Lavia.

I depositi glaciali sono costituiti dalle seguenti facies.

- *Diamicton* massivo contenente blocchi, aventi dimensioni massime superiori ai 2 m. I clasti sono da subangolosi a subarrotondati, striati e sfaccettati; essi sono caratterizzati da un'alterazione poco sviluppata (ibridi alterati, carbonati poco alterati, vulcaniti non alterate); la matrice è limoso-sabbiosa, non alterata, con colore variabile da 2.5Y a 10YR. Il deposito è da addensato a molto addensato, localmente cementato; la tessitura va da clasto-sostenuta a clasto-sostenuta. Lo spessore dei depositi è molto variabile, arrivando a circa 40 m (*till* indifferenziato) (**SPB_{1c1}**).
- *Diamicton* massivo con i clasti subarrotondati-subangolosi, striati, sfaccettati e levigati, con dimensioni medie di 2-5 cm e caratterizzati da un'alterazione poco sviluppata (ibridi alterati, carbonati poco alterati, vulcaniti non alterate). La matrice è limosa, ha un colore compreso tra 2.5Y e 10YR. Il deposito è molto addensato, la tessitura è a supporto di matrice. Sono presenti strutture deformative di evidente origine glaciotettonica. Lo spessore del *diamicton*, molto variabile, è mediamente di circa 10 m (*till* di alloggiamento) (**SPB_{1c4}**). Localmente sono presenti sabbie e limi, con struttura da massiva a laminata piano-parallela, generalmente molto addensati, di colore 2.5Y. Nei sedimenti laminati sono presenti *dropstone*. Questi corpi sedimentari, non cartografabili, hanno geometria lenticolare e sono potenti da pochi centimetri a circa 2 m (depositi glaciolacustri).

Ambienti deposizionali. I depositi fluvioglaciali sono legati a corsi d'acqua prossimali al ghiacciaio e di tipo *braided*; i depositi lacustri e fluviali di contatto glaciale sono di ambiente subglaciale o marginoglaciale; i depositi glaciali sono di ambiente subglaciale e supraglaciale.

Determinazioni geocronologiche. Sono state effettuate due datazioni radiometriche con il metodo del ^{14}C su materiali organici. La prima, su sedimenti organici rinvenuti nel sondaggio CARG-FVG S1 alla base dei depositi glaciali, ha fornito un'età radiocarbonio AMS di 21.990 ± 820 anni BP (Ua-23.265). La seconda su sedimento organico pelitico dell'orizzonte A di un paleosuolo rinvenuto sotto depositi ghiaiosi del SPB ad Udine (zona dello Stadio "Friuli"), ha fornito un'età convenzionale di 27.100 ± 400 anni BP (Rome-1354).

Età. In base alla datazione ^{14}C Ua-23.265 si attribuisce il **SPB_1** al Pleistocene superiore.

Sull'attribuzione al SPB_1 dei depositi del terrazzo di Qualso-Zompitta e di alcu-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 80

ni depositi presenti sulla sinistra idrografica del Torrente Torre permangono dei dubbi. Lo sviluppo del suolo presente sulla superficie del terrazzo, nonché il fatto che la sua superficie sia altimetricamente correlabile con quella dell'*unità inferiore dei bacini secondari*, i cui depositi hanno fornito età radiocarbonio maggiori di 45.000 anni BP, non lasciano escludere che si tratti di depositi precedenti al LGM.

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento in base alla composizione litologica dei clasti ed alla morfologia dei depositi affioranti.

3.3.2. - *Unità di Arcano* (**SPB$_2$**)

È un'unità informale di tipo litostratigrafico, di cui fanno parte i depositi alluvionali presenti all'interno delle valli del Torrente Ripudio e del Torrente Corno tra San Daniele del Friuli e Rive d'Arcano. Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (FERUGLIO, 1925a; 1929b) essi sono inseriti all'interno dei "Conglomerati diluviali di varia età" del "Diluviale medio e antico".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è dato da una superficie erosiva nei confronti dei depositi glaciali del *subsintema di Santa Margherita* (quota 160 m s.l.m.). Il limite superiore è costituito da una superficie erosiva sulla quale sono appoggiati i depositi glaciali del *subsintema di Canodusso* (quota 180 m s.l.m.).

Fig. 21 - *Ghiaie debolmente cementate dell'*unità di Arcano *affioranti lungo il Torrente Ripudio presso San Daniele del Friuli.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 81

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. Si tratta di ghiaie subarrotondate a stratificazione incrociata, classate, in matrice sabbioso-limosa; i clasti sono da subarrotondati ad arrotondati, non alterati, di dimensioni medie tra 0,7-1 cm e massime di 40 cm. Il deposito è poco addensato e debolmente cementato, la tessitura è a supporto di clasti. Lo spessore è di circa 20 m (**SPB_{2b}**) (Fig. 21).

Ambienti deposizionali. I depositi sono alluvionali, caratteristici di un corso d'acqua di tipo *braided* ad alta energia ed alveo ghiaioso. Essi costituiscono il riempimento di una paleovalle, incisa nei depositi glaciali del *subsintema di Santa Margherita*.

Età. All'SPB_2 viene attribuita al Pleistocene superiore per posizione stratigrafica.

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

3.3.3. - *Subsintema di Canodusso* (**SPB_3**)

Comprende i depositi glaciali e fluvioglaciali relativi all'ultima fase di massima espansione del ghiacciaio del Tagliamento.

Nell'anfiteatro morenico il SPB_3 è morfologicamente ben distinto dal *subsintema di Santa Margherita* per la freschezza delle forme presenti. La continuità delle cerchie più esterne è interrotta solamente dagli scaricatori principali, mentre le cerchie interne, relative alle fasi cataglaciali *(subsintema di Remanzacco*) sono meno continue. La quota della superficie di appoggio basale è variabile: circa 155-160 m s.l.m. nel settore centrale ed interno dell'anfiteatro, 175-180 m s.l.m. all'interno dei torrenti Corno e Cormòr, 170-180 m s.l.m. nel settore occidentale e 180 m s.l.m. in quello orientale.

I depositi glaciali formano la cerchia dell'anfiteatro più elevata; le dorsali hanno generalmente una doppia cresta, e sono interrotte dalle selle attraverso le quali defluivano gli scaricatori fluvioglaciali. È possibile che le dorsali più elevate abbiano al nucleo unità più antiche, come si osserva nella collina di San Daniele del Friuli dove il basamento conglomeratico ("conglomerato di San Daniele", SF_X) raggiunge la quota di 240 m s.l.m. nei totali 266 m del rilievo.

Affioramenti significativi dei depositi glaciali si osservano all'interno delle incisioni del Torrente Ripudio, del Torrente Corno, del Rio Treppo, del Rio Valpor, del Torrente Cornaria e del Torrente Cormòr.

In pianura, i depositi fluvioglaciali attribuiti al SPB_3 costituiscono la parte superficiale della piana proglaciale (*sandur*) che si estende esternamente all'anfiteatro morenico con gradiente di pendenza decrescente. Il microrilievo evidenzia che la piana proglaciale è costituita dall'insieme dei conoidi alimentati dagli scaricatori glaciali durante questa fase. Il *sandur*, che ha raggiunto il suo massi-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.49 Pagina 82

mo sviluppo durante l'ultima fase di espansione glaciale del LGM, è stato eroso e dissecato durante la successiva fase cataglaciale e nel postglaciale.

Le sezioni più complete dei depositi fluvioglaciali del SPB_3 sono visibili lungo le scarpate dei torrenti Corno, Cormòr e Torre e in scavi effettuati sulla superficie dei conoidi pedemorenici, in particolare in alcune cave dismesse ora adibite a discariche per materiali inerti.

Nel Foglio-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (FERUGLIO, 1925a; 1929b) questi depositi rientrano nei "Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente", mentre i depositi glaciali figurano come "Morene dell'ultima glaciazione (Würmiana)".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del SPB_3 è dato da una superficie erosiva di genesi glaciale e alluvionale. Nell'anfiteatro morenico il limite inferiore dei depositi glaciali è visibile all'interno dell'incisione del Torrente Corno, dove rappresenta la superficie di appoggio basale del SPB_3 sui depositi dell'*unità di Arcano*, e nell'incisione del Torrente Cormòr, dove rappresenta la superficie di appoggio basale del SPB_3 sui depositi del *subsintema di Santa Margherita*.

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_3 difficilmente distinguibili in pianura da quelli del *subsintema di Santa Margherita*. La superficie limite inferiore del SPB_3 si suppone essere di origine erosiva, ma non risulta chiaramente determinata.

Il limite superiore del SPB_3 è dato dal *top* deposizionale originario rimodellato e, localmente, da una superficie di erosione modellata dagli scaricatori fluvioglaciali durante la fase di incisione cataglaciale e dai torrenti Corno, Cormòr e Torre nel postglaciale. La superficie-limite superiore, eccetto che in corrispondenza delle unità più recenti che la ricoprono, coincide con la superficie topografica che è caratterizzata da suoli mediamente evoluti con profilo tipo A-B-C, con orizzonte B di colore 10YR-7.5YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi fluvioglaciali e rispettivamente glaciali sono rappresentati dalle seguenti litofacies.

A) Depositi fluvioglaciali (**SPB_{3b}**), che in prossimità dell'anfiteatro morenico sono costituiti da sedimenti ghiaiosi contenenti grossi blocchi, massivi o grossolanamente stratificati, in matrice sabbiosa con una debole componente limosa. La granulometria dei depositi diminuisce, e viceversa la loro organizzazione aumenta, nella parte distale del *sandur*, dove si trovano ghiaie sabbiose debolmente limose a stratificazione da orizzontale a inclinata, talvolta alternate a livelli, lenti o lingue di sabbie grossolane. I clasti sono prevalentemente subarrotondati. L'assortimento dei depositi varia con la distanza dalle aree-sorgenti, passando da mal classati a mediamente classati. Le dimensioni medie e massime dei clasti diminuiscono nel senso del trasporto passando rispettivamente da 3 a 1,5 cm

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 83

e da > 100 cm a 15 cm. Le sabbie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono addensati e a luoghi debolmente cementati. La tessitura varia da clasto-sostenuta a parzialmente aperta. Lo spessore dei depositi, unitamente a quelli del *subsintema di Santa Margherita*, desunto dalle stratigrafie dei sondaggi, risulta essere mediamente di 12-15 m.

B) I depositi glaciali sono costituiti a loro volta dalle tre litofacies seguenti.

- *Diamicton* massivo contenente blocchi, i clasti sono da angolosi a subarrotondati, striati, sfaccettati e localmente levigati, la matrice è limosa o sabbioso-limosa, non alterata, con colore variabile da 2.5Y a 10YR. Il deposito è da addensato a molto addensato, la tessitura è a supporto di matrice. Localmente sono presenti sabbie e limi, con struttura da massiva a laminata piano-parallela, di colore 2.5Y (*till* indifferenziato) (**SPB_{3c1}**).
- *Diamicton* massivo contenente blocchi, i ciottoli sono subarrotondati-subangolosi, striati, sfaccettati e levigati, con dimensioni medie di 2-5 cm; la matrice è prevalentemente limosa, ha un colore compreso tra 5/10Y e 2.5Y. Il deposito è molto addensato, la tessitura è a supporto di matrice.
  Localmente sono presenti corpi lentiformi di ghiaie sabbiose, da caotiche a grossolanamente stratificate. I clasti sono da angolosi a subarrotondati, con dimensioni medie da 1 a 3 cm, le dimensioni massime sono variabili. Le ghiaie sabbiose sono mal classate, da addensate a molto addensate, la tessitura è variabile da matrice-sostenuta a clasto-sostenuta. Nel *diamicton* sono presenti strutture deformative di evidente origine glaciotettonica (Fig. 22). Lo spessore dei

Fig. 22 - Till *di alloggiamento deformato per glaciotettonica, affiorante presso Bronzacco.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 84

depositi, molto variabile, è mediamente di circa 10 m (*till* di alloggiamento) (**SPB_{3c4}**).

- *Diamicton* massivo contenente blocchi con dimensioni massime superiori ai 2 m; i clasti sono da angolosi a subarrotondati, striati, la matrice è sabbioso-limosa, non alterata, con colore variabile da 2.5Y a 10YR. Il deposito è addensato, la tessitura è variabile da matrice-sostenuta a clasto-sostenuta. Localmente sono presenti sabbie e limi, con struttura da massiva a laminata piano-parallela, di colore 2.5Y.
  Sono presenti anche ghiaie sabbiose, da caotiche a grossolanamente stratificate, mal classate, da addensate a molto addensate; i clasti sono da angolosi a subarrotondati, con dimensioni medie da 1 a 3 cm, le dimensioni massime sono variabili; la tessitura varia da matrice-sostenuta a clasto-sostenuta. Questi corpi sedimentari hanno geometria lenticolare e sono potenti da pochi centimetri a circa 2 m.

Lo spessore complessivo dei depositi è molto variabile, arrivando ai 60 m osservati al Colle del Tiglio (*till* di ablazione) (**SPB_{3c5}**) (Fig. 23).

Ambienti deposizionali. Per i depositi alluvionali l'ambiente di deposizione varia da quello proglaciale ad elevata energia, con possibili eventi di trasporto di massa tipo *jökulhlaup* (MAIZELS, 1997) nel settore tra Tavagnacco e Udine, ad un ambiente fluvioglaciale distale dove le acque di ablazione si organizzano in alvei

Fig. 23 - Till *di ablazione presso la sommità della morena di Moruzzo.*

PROGETTO

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 85

di tipo *braided*, cui sono associabili strutture di canale e di barra. I depositi lacustri e fluviali presenti all'interno di quelli glaciali sono di ambiente subglaciale e marginoglaciale. I depositi glaciali sono subglaciali di alloggiamento e supraglaciali di ablazione *l.s.* In alcune località le ghiaie fluvioglaciali sono state osservate in transizione con i depositi glaciali.

Determinazioni geocronologiche. Una datazione radiometrica con il metodo del ^{14}C è stata effettuata su frammenti lignei rinvenuti alla base dei depositi fluvioglaciali del SPB_3, all'interno del Riolo Doidis presso Pagnacco. Essa ha fornito un'età di 18.860 ± 190 anni ^{14}C BP (Rome-1459).

Età. Il *subsintema di Canodusso* è stato attribuito al Pleistocene superiore in base alle datazioni radiometriche ed ai rapporti stratigrafici con le altre unità.

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento in base alla composizione litologica dei clasti ed alla morfologia dei depositi affioranti.

Evidenze neotettoniche. L'evoluzione recente e attuale dei sovrascorrimenti di Udine e di Pozzuolo ha determinato la formazione delle dorsali che si individuano tra Nogaredo di Prato e Buttrio e tra Basiliano e Orgnano, che prosegue poi a sud di Sammardenchia. Lungo queste direttrici i depositi del SPB_3 sono stati interessati da sollevamento tettonico e condizionati nella loro messa in posto dagli alti strutturali preesistenti, come evidenziato dall'analisi del microrilievo. All'interno dell'anfiteatro, nell'incisione del Rio Valpor presso il cimitero di Montegnacco, sono presenti sistemi di fratture ad alto angolo nel *till* d'alloggiamento che potrebbero essere messe in relazione all'attività del sovrascorrimento di Borgo Soima.

3.3.4. - *Subsintema di Remanzacco* (**SPB_4**)

Esso comprende i depositi glaciali, fluvioglaciali e fluviali del Tagliamento e quelli fluviali del Torrente Torre deposti durante la fase cataglaciale del LGM.

Il subsintema è suddiviso, nell'anfiteatro morenico tilaventino, in tre unità informali riconosciute su base morfologica: unità *di Muris*, *di Majano* e *di Colloredo*. Esse raccolgono i depositi glaciali e fluvioglaciali relativi a tre lobi diversi del ghiacciaio che hanno originato le cerchie moreniche cataglaciali all'interno dell'anfiteatro.

Inoltre, nel Foglio "Udine" sono attribuiti al *SPB_4 indistinto*:

- parte dei depositi alluvionali accumulati sulla superficie dei terrazzi presenti nelle incisioni operate dagli scaricatori di S. Daniele (attualmente percorsa dal Torrente Corno), di Pagnacco (ora utilizzata dal Torrente Cormòr) e di Molinis (attualmente percorsa dal Torrente Torre);
- i depositi costituenti il conoide telescopico di Mereto di Tomba sviluppatosi a valle dell'incisione che lo scaricatore di San Daniele ha formato nella fase cataglaciale;

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 86

- i depositi costituenti il settore orientale della pianura, dove gli scaricatori di Pagnacco e di Molinis assieme al Torre prima, e al solo Torre in seguito, hanno formato due piatte conoidi coalescenti incidendo e rimaneggiando i depositi del *subsintema di Canodusso*.

Affioramenti dell'unità sono visibili sulle scarpate dei terrazzi prima citati, in cave e in scavi occasionali effettuati sulla superficie dei conoidi.

Nel Foglio-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (FERUGLIO, 1925a; 1929b), questi depositi rientrano nei "Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore dei corpi sedimentari attribuiti al *SPB_4 indistinto* è dato da una superficie erosiva di genesi alluvionale, che rappresenta la superficie di appoggio basale del SPB_4 sul *subsintema di Canodusso* e sul *supersintema del Friuli*. Considerando la natura prevalentemente ghiaiosa dei materiali costituenti la successione sedimentaria del sottosuolo dell'alta pianura friulana e l'assenza di paleosuoli, la superficie-limite inferiore del SPB_4 è difficilmente distinguibile nelle stratigrafie di pozzi e sondaggi.

Il limite superiore del SPB_4 è dato in parte dal *top* deposizionale originario parzialmente rimodellato ed in parte da una superficie di erosione di natura alluvionale modellata dai torrenti Cormòr e Torre nel postglaciale. La superficie-limite superiore, eccetto in corrispondenza delle unità più recenti che la ricoprono, coincide con la superficie topografica che è caratterizzata da suoli con profilo tipo A-B-C o A-C e colori prevalenti tra 7.5YR e 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi alluvionali (**SPB_{4b}**) attribuiti al *SPB_4 indistinto* sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane in matrice sabbiosa debolmente limosa, a stratificazione orizzontale ed incrociata, talvolta alternate a livelli, lenti o lingue di sabbie e peliti. A sud di Udine e verso il margine meridionale del Foglio la frequenza di sabbie e peliti aumenta e localmente prevale sui materiali clastici. La tessitura varia da parzialmente aperta a matrice-sostenuta. Le ghiaie sono da bene a mediamente classate; i clasti sono subangolosi-arrotondati, le dimensioni medie e quelle massime dei clasti diminuiscono nel senso del trasporto passando rispettivamente da 2 a < 1 cm e da 30 a 10 cm. Ghiaie e sabbie mostrano talvolta una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi sono mediamente addensati e non cementati. Lo spessore dei depositi non supera i 5-6 m.

In affioramento i depositi del SPB_4 sono distinguibili da quelli del *subsintema di Canodusso* per l'assenza di blocchi all'interno delle alluvioni e per la dimensione media dei clasti più ridotta.

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

Età. In base alla collocazione stratigrafica si attribuisce il SPB_4 al Pleistocene superiore.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 87

Bacino di appartenenza. Bacino del Tagliamento e bacino del Torre in base alla composizione litologica dei clasti ed alla morfologia dei depositi affioranti.

Evidenze neotettoniche. La parte orientale della dorsale di Pasian di Prato è costituita dai depositi del SPB_4, che sono perciò in sollevamento a causa dell'evoluzione del sovrascorrimento di Udine.

Di seguito sono riportate le caratteristiche delle 3 unità cataglaciali dell'anfiteatro morenico tilaventino presenti nel Foglio "Udine".

3.3.4.1. - Unità di Muris (**SPB_{4A}**)

È costituita dai depositi glaciali cataglaciali legati al "lobo di San Daniele" del ghiacciaio, all'interno delle valli poste tra il Monte di Ragogna e quello di Susans ad una quota inferiore ai 225 m s.l.m. Questa unità è stata distinta dalle unità appartenenti al "lobo di Moruzzo" e al "lobo di Tarcento" per la non continuità morfologica delle cerchie moreniche e dalla non continuità dei depositi stessi. Morfologicamente è costituita da piccoli archi morenici situati all'interno delle due depressioni rispettivamente tra il M. di Ragogna ed il Colle delle Valli, e tra quest'ultimo ed il M. di Susans.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti dalle seguenti litofacies.

A) Depositi fluvioglaciali (**SPB_{4Ab}**). Ghiaie medie e grossolane sabbiose, mal classate, non alterate, con frequenti livelli sabbioso-limosi massivi, di colore 2.5Y. I clasti sono subarrotondati, con dimensioni medie attorno ai 2 cm e massime di circa 40 cm; a questi sono spesso associati limi laminati non alterati. Il deposito è poco addensato, la tessitura a supporto di matrice. Lo spessore medio è di qualche metro.

B) Depositi glaciali, caratterizzati a loro volta dalle due litofacies seguenti.

- *Diamicton* massivo contenente blocchi, i clasti sono da angolosi a subarrotondati, sono presenti numerosi ciottoli striati, a ferro da stiro, sfaccettati e localmente levigati. La matrice è limosa di colore 2.5Y (5/2-5/3); il deposito è da addensato a molto addensato; la tessitura è a supporto di matrice. Lo spessore è di qualche metro (*till* indifferenziato) (**SPB_{4Ac1}**).
- *Diamicton* massivo ricco in matrice limosa, i clasti sono da subarrotondati a subangolosi, poco alterati; sono presenti numerosi ciottoli striati e sfaccettati. La matrice è limosa di colore 2.5Y (5/4-6/4). Il deposito è poco addensato, la tessitura è a supporto di matrice. Lo spessore massimo è di circa 10 m (*till* di ablazione *l.s.*) (**SPB_{4Ac5}**).
- Depositi glaciolacustri (**SPB_{4Ac6}**), presenti nelle depressioni interne presso Casali de Concina e segnalati anche nel sondaggio 157_0013 (AA. VV., 1990) per uno spessore di circa 10 m.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 88

Ambienti deposizionali. I depositi fluvioglaciali e glaciolacustri sono di ambiente proglaciale; i depositi glaciali sono di ambiente subglaciale e sopraglaciale.

3.3.4.2. - Unità di Majano (**SPB_{4B}**)

Essa comprende le cerchie cataglaciali del "lobo di Moruzzo", poste tra il Monte di Susans e Buia; le quote raggiunte dalle creste sono mediamente più basse di quelle più vecchie, raggiungendo solo localmente i 190 m s.l.m. La cerchia è morfologicamente evidente e continua tra Majano, San Salvatore e Buia. La scarpata posta a nord verso il Campo di Osoppo costituisce il limite settentrionale, in questo settore, dei depositi glaciali dell'anfiteatro. L'unità rappresenta le fasi finali della deposizione diretta del ghiacciaio nel settore dell'anfiteatro.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti dalle seguenti litofacies.

A) Depositi fluvioglaciali (**SPB_{4Bb}**). Ghiaie medie e grossolane limoso-sabbiose, da classate a mal classate; i clasti sono subarrotondati, con dimensioni medie attorno ai 2 cm e massime di circa 40 cm, con all'interno lenti sabbioso-limose massive di colore 2.5Y. Il deposito è poco addensato, la tessitura è generalmente a supporto di clasti. Lo spessore medio è di qualche metro.

B) Depositi di contatto glaciale (**SPB_{4Bb5}**). Ghiaie e sabbie mal classate a stratificazione inclinata; i clasti sono subangolosi, con dimensioni medie attorno ad 1 cm e massime di circa 15 cm. Il deposito è addensato e localmente cementato, la tessitura è a supporto di clasti. Lo spessore medio è di circa 6 m.

C) Depositi glaciali, a loro volta divisi nelle tre litofacies seguenti.

- *Diamicton* massivo eterogeneo, i clasti sono da angolosi a subarrotondati, sono presenti numerosi ciottoli striati e sfaccettati; la matrice è limosa di colore 2.5Y. Il deposito è addensato, la tessitura è a supporto di matrice. Lo spessore è di circa 20 m (*till* indifferenziato) (**SPB_{4Bc1}**).
- *Diamicton* massivo contenente blocchi, i ciottoli sono subarrotondati-subangolosi, striati, sfaccettati e levigati; la matrice è prevalentemente limosa, ha un colore compreso tra 5/10Y e 2.5Y. Il deposito è molto addensato, la tessitura è a supporto di matrice (Fig. 24). Localmente all'interno sono presenti corpi lentiformi di ghiaie sabbiose, da caotiche a grossolanamente stratificate, mal classate; i clasti sono da angolosi a subarrotondati, con dimensioni medie da 1 a 3 cm, le dimensioni massime sono variabili. Le ghiaie sabbiose sono generalmente addensate, la tessitura variabile da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta. Lo spessore complessivo dei depositi è di qualche metro (*till* di alloggiamento) (**SPB_{4Bc4}**).
- *Diamicton* massivo, i clasti sono da subarrotondati a subangolosi, poco alterati, sono presenti numerosi ciottoli striati e sfaccettati; la matrice è limosa di

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 89

colore 2.5Y. Il deposito è addensato, la tessitura è a supporto di matrice, lo spessore è di circa 10 m (*till* di ablazione s.l.) (**SPB$_{4Bc5}$**).

D) Depositi glaciolacustri (**SPB$_{4Bc6}$**), costituiti da ghiaia e sabbia limose, mal classate a stratificazione inclinata di circa 35°. I clasti sono subangolosi, con dimensioni medie attorno ad 1 cm e massime di circa 15 cm, la tessitura varia da matrice-sostenuta a clasto-sostenuta. Rappresentano una successione deltizia proglaciale osservabile all'interno della cava di Farla e sono presumibilmente in connessione fisica con i livelli limoso-sabbiosi, potenti circa 15-20 m, segnalati nei sondaggi geognostici ubicati tra Farla e la Fornace di Mezzo.

Ambienti deposizionali. I depositi fluvioglaciali sono legati a corsi d'acqua prossimali alla porta del ghiacciaio; i depositi lacustri e fluviali di contatto glaciale sono di ambiente subglaciale o marginoglaciale; i depositi glaciali sono di ambiente subglaciale e sopraglaciale.

3.3.4.3. - Unità di Collalto (**SPB$_{4C}$**)

Essa racchiude le cerchie cataglaciali del "lobo di Tarcento" e si estende a NE della collina di Cassacco, presso Collalto fino a Borgo Soima. Questa unità è stata distinta dalle unità appartenenti al "lobo di Moruzzo" per la non continuità morfologica delle cerchie moreniche. I depositi si osservano ben esposti presso la scarpata destra del Torrente Soima, presso Borgo Soima.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti dalle seguenti litofacies.

A) Depositi fluvioglaciali (**SPB$_{4Cb}$**). Ghiaie medie e grossolane sabbiose, mal classate, non alterate, con frequenti livelli sabbioso-limosi massivi, di colore

Fig. 24 - Till *di alloggiamento affiorante in uno scavo presso Pers (Majano).*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 90

2.5Y; i clasti sono subarrotondati, con dimensioni medie attorno ai 2 cm e massime di circa 40 cm. A questi livelli sono spesso associati limi laminati non alterati. Il deposito è poco addensato, la tessitura a supporto di matrice, lo spessore medio è di qualche metro.

Sono inoltre presenti depositi lacustri di contatto glaciale non cartografabili, caratterizzati da limi e sabbie laminate con *dropstone*. Essi sono generalmente deformati per glaciotettonica e si osservano ben esposti lungo il rio di Martinazzo. All'interno del *till* si osservano sovente lenti limose laminate con *dropstone*, lenti ghiaiose a supporto di clasti e lenti sabbiose da massive a stratificate, caratteristiche di deposizione subglaciale.

B) Depositi glaciali, caratterizzati a loro volta dalle seguenti litofacies.

- *Diamicton* massivo contenente blocchi, i clasti sono da angolosi a subarrotondati, sono presenti numerosi ciottoli striati, a ferro da stiro, sfaccettati e localmente levigati; la matrice è limosa di colore 2.5Y (5/2-5/3). Il deposito è da addensato a molto addensato; la tessitura è a supporto di matrice. Lo spessore è di qualche metro (*till* indifferenziato) (**SPB_{4Cc1}**).
- *Diamicton* massivo ricco in matrice limosa, i clasti sono da subarrotondati a subangolosi, poco alterati, sono presenti numerosi ciottoli striati e sfaccettati; la matrice è limosa di colore 2.5Y (5/4-6/4). Il deposito è poco addensato, la tessitura è a supporto di matrice. Lo spessore massimo è di circa 10 m (*till* di ablazione s.l.) (**SPB_{4Cc5}**).

Ambienti deposizionali. I depositi fluvioglaciali sono legati a corsi d'acqua prossimali alla porta del ghiacciaio; i depositi lacustri e fluviali di contatto glaciale sono di ambiente subglaciale o marginoglaciale; i depositi glaciali sono di ablazione *l.s.* di ambiente sopraglaciale.

3.5. - Sintema del Po (**POI**)

Il sintema raggruppa i depositi dei bacini principali sedimentati durante il postglaciale, ovvero dalla fase successiva al ritiro dei ghiacciai pleistocenici fino all'Attuale.

Nel Foglio "Udine" rientrano in questo sintema i depositi alluvionali del Torre sedimentati in corrispondenza di due distinte direttrici: quella di Pradamano-Cerneglòns e quella di Marsure, oggi abbandonata, nonché quelli costituenti il conoide telescopico di Trivignano. La direttrice di Cerneglòns segue quella dell'alveo attuale del Torre, i depositi sono distribuiti all'interno dell'alveo attivo e si estendono sulla superficie dei terrazzi tra Cortale e Pradamano-Cerneglòns. I depositi alluvionali rilasciati dal Torre lungo l'alveo che passava per Marsure sono distribuiti lungo una fascia larga circa 2 km, il cui tracciato è attualmente seguito dalla Roggia Cividina, che passa per Savorgnano, Marsure di

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 91

sopra e Marsure di sotto e che a Siacco viene ripreso dal corso del Torrente Malina che lo segue fino alla confluenza con il Torre attuale.

Nel Foglio 25-Udine (FERUGLIO, 1925a; 1929b) questi depositi rientrano nelle "Alluvioni Postglaciali".

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 su depositi appartenenti fondamentalmente al *subsintema di Remanzacco*. Tale superficie è osservabile lungo le scarpate dell'alveo attuale del Torre, in sezioni di cava e in scavi occasionali effettuati sulla superficie del conoide e dei terrazzi.

Il limite superiore del POI coincide con la superficie topografica ed è tuttora in evoluzione lungo l'alveo attivo. La superficie-limite superiore costituisce il *top* deposizionale parzialmente rimodellato ed eroso dal corso d'acqua. A seconda dell'evoluzione locale essa può essere caratterizzata o meno da suoli che raggiungono un profilo di alterazione tipo A-C, con orizzonte A sviluppato per pochi centimetri e con colore prevalente 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane in matrice sabbiosa e ghiaie sabbiose a stratificazione da orizzontale a inclinata. Sono intercalati livelli, lenti e lingue di sabbia e sabbia-limosa, la cui frequenza aumenta nei depositi che hanno formato il conoide di Trivignano. La tessitura varia da clasto-sostenuta a parzialmente aperta, i clasti sono subarrotondati-subangolosi. La classazione delle ghiaie aumenta verso sud nella direzione del trasporto passando da mal classate a classate. Le sabbie e le ghiaie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. Le dimensioni medie e quelle massime dei clasti diminuiscono verso sud nella direzione del trasporto, passando rispettivamente da 3 a 1 cm e da 25 a 10 cm. Nella composizione delle alluvioni, per quanto prevalgano nettamente le litologie carbonatiche e terrigene mesozoico-terziarie proprie del bacino del Torre e dei suoi affluenti, sono comunque rappresentate anche quelle paleozoiche dell'alto bacino del Tagliamento riciclate dall'erosione sulle unità più antiche. I depositi del POI sono facilmente distinguibili da quelli delle unità più vecchie adiacenti e sottostanti per la marcata differenza di alterazione superficiale e di tessitura dei terreni e per la composizione litologica dei clasti.

Lo spessore del POI sul conoide di Trivignano è superiore ai 3 m in corrispondenza di Caminetto.

Ambienti deposizionali. Depositi alluvionali di corso d'acqua a carattere torrentizio di tipo monocorsuale o *braided*. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Età. L'evoluzione del POI è cominciata in un momento imprecisato dell'Olocene ed è tuttora in evoluzione in corrispondenza dell'alveo attivo.

Sulla base di analisi di documenti storici (Carta topografica del Regno

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 92

Lombardo-Veneto, serie storiche delle carte IGM a diverse scale, monografie, ecc.) la sedimentazione si poteva ritenere attiva su ampi settori del POI che attualmente sono urbanizzati a seguito della costruzione di opere di sistemazione fluviale. In epoca storica una serie di esondazioni del Torre ha interessato anche l'abitato di Udine; tra gli eventi più disastrosi ricordiamo la rotta fluviale del 1560 che ha diviso il paese di Cerneglòns, isolando sulla destra idrografica del Torre l'attuale abitato di Cerneglòns Vecchio (TELLINI, 1900).

Bacino di appartenenza. Bacino del Torre in base alla composizione litologica dei clasti ed alla morfologia dei depositi affioranti.

3.6. - LE UNITÀ DEI BACINI SECONDARI

Queste unità informali sono state adottate per la rappresentazione dei depositi alluvionali e lacustri di bacini idrografici di ordine elevato la cui evoluzione, pur non avendo avuto un ruolo determinante nell'evoluzione geologica generale, è stata comunque prolungata nel tempo ed ha risentito in modo diretto o indiretto dei processi esogeni ed endogeni che hanno interessato la regione.

Le *unità dei bacini secondari* sono riferibili concettualmente all'allostratigrafia e sono state distinte in *unità inferiore dei bacini secondari* (BTN) e *unità superiore dei bacini secondari* (BTR). La prima raggruppa i corpi sedimentari dei vari bacini formatisi precedentemente all'ultima e generale fase di aggradazione della pianura, avvenuta durante il LGM; la seconda, generalmente separata dalla prima da una superficie erosiva, raggruppa i corpi sedimentari formatisi durante il LGM e successivamente.

3.6.1. - *Unità inferiore dei bacini secondari* (**BTN**)

Raggruppa i depositi alluvionali dei bacini dei torrenti Cornappo e Malina (tributari attuali del T. Torre) la cui deposizione è avvenuta anteriormente al LGM. La continuità di quest'unità è difficilmente verificabile nei depositi della pianura.

Nel Foglio 25-Udine della Carta Geologica delle Tre Venezie (FERUGLIO, 1925a; 1929b) questi depositi rientrano nei "Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati" del "Diluviale recente".

Di seguito vengono descritti separatamente i depositi della BTN relativi ai bacini dei torrenti Cornappo e Malina.

<u>Depositi della BTN del T. Cornappo</u>. Comprendono i depositi quaternari alluvionali pre-LGM della piana di Nimis ovvero la successione di depositi che costi-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 93

tuisce i terrazzi di accumulo di ordine maggiore formati dal Cornappo e dai suoi affluenti a monte della confluenza con il Torre, su cui sorge l'abitato di Nimis.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie basale della BTN sovrappone tale unità al substrato torbiditico; la superficie è di natura erosiva, diacrona e polifasica. Tale superficie affiora localmente lungo le incisioni dei corsi d'acqua. Il limite superiore è costituito in parte da una superficie erosiva, in parte dall'originaria superficie deposizionale rimodellata e caratterizzata da un suolo ben sviluppato, con profilo di alterazione di tipo A-B-C, colore 7.5YR-10YR dell'orizzonte argillico e alterazione dei clasti fino a profondità superiore ai 3 metri dal p.c.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono generalmente costituiti da ghiaie grossolane, con matrice sabbioso-limosa, sono massivi o grossolanamente stratificati. La tessitura varia da clasto-sostenuta a parzialmente aperta. I clasti sono mal classati, da angolosi a subarrotondati con dimensioni medie di 3 cm e massime attorno agli 80 cm. I depositi sono molto alterati nella parte superficiale dei terrazzi, mentre sono cementati in maniera variabile in prossimità del substrato.

Ambienti deposizionali. Depositi alluvionali di corsi d'acqua vallivi a carattere torrentizio con possibili eventi di trasporto di massa.

Determinazioni geocronologiche. Datazioni ^{14}C sono state effettuate su frammenti lignei rinvenuti all'interno dei depositi alluvionali. Sul terrazzo di Nimis risulta un'età > 40.000 anni BP (VAIA, 1982); nelle ghiaie affioranti lungo l'incisione del Torrente Lagna (Foglio 049 "Gemona del Friuli", al margine con il Foglio "Udine") i materiali organici hanno fornito età > 45.000 anni BP.

Età. In base alle datazioni radiometriche ed alla posizione stratigrafica i depositi della BTN affioranti nella piana di Nimis hanno un'età che comprende il Pleistocene superiore e probabilmente si estende anche al Pleistocene medio.

Depositi della BTN del Torrente Malina. Comprende alcuni conglomerati affioranti lungo la valle del Torrente Malina, a nord di Attimis, che costituiscono la parte superficiale dei terrazzi presenti sui due lati del corso d'acqua all'altezza di Borgo Minìns.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. La superficie basale della BTN sovrappone tale unità al substrato in *flysch del Grivò*; la superficie è di natura erosiva, diacrona e polifasica. Tale superficie affiora localmente alla base dei terrazzi di ordine superiore del Malina e lungo l'incisione del corso d'acqua. Il limite superiore è costituito in parte da una superficie erosiva, in parte dall'originaria superficie deposizionale rimodellata.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono generalmente costituiti da ghiaie grossolane, con matrice sabbioso-limosa, sono massivi o grossolanamente stratificati. La tessitura varia da clasto-sostenuta a parzialmente

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 94

aperta. I clasti sono mal classati, da angolosi a subarrotondati con dimensioni medie di 3 cm e massime attorno agli 80 cm. I depositi sono cementati in maniera variabile in prossimità del substrato.

Ambienti deposizionali. Depositi alluvionali di corsi d'acqua vallivi a carattere torrentizio con possibili eventi di trasporto di massa.

Età. In base alla posizione stratigrafica i depositi della BTN affioranti nella valle del Malina hanno un'età che comprende il Pleistocene superiore e probabilmente si estende anche al Pleistocene medio.

3.6.2. - *Unità superiore dei bacini secondari* (**BTR**)

Raggruppa indistintamente i corpi sedimentari dei bacini dei torrenti Cornappo, Malina, Corno e Cormòr, la cui deposizione è avvenuta contemporaneamente e successivamente all'ultima e generale fase di aggradazione della pianura durante il LGM.

Nel Foglio 25-Udine (FERUGLIO, 1925a; 1929b) questi depositi rientrano nei "Depositi fluvioglaciali ed alluvionali terrazzati del Diluviale recente" e nelle "alluvioni postglaciali".

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore della BTR è dato all'interno di ciascun bacino da una superficie, generalmente erosiva, diacrona e polifasica, mentre il suo limite superiore è dato dall'originaria superficie deposizionale rimodellata.

Il limite superiore della BTR coincide con la superficie topografica ed è tuttora in evoluzione lungo gli alvei attivi. La superficie-limite superiore costituisce il *top* deposizionale parzialmente rimodellato ed eroso dal corso d'acqua; a seconda dell'evoluzione locale essa può essere caratterizzata o meno da suoli che raggiungono un profilo di alterazione tipo A-B-C e con colore prevalente 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono generalmente costituiti da ghiaie grossolane, in matrice sabbiosa con lingue e lenti sabbioso-ghiaiose; in posizione marginale, sulla superficie di piccoli terrazzi e dei conoidi, sono comuni depositi di limi sabbiosi massivi e sabbie. La tessitura varia da clasto-sostenuta a parzialmente aperta. I depositi possono avere stratificazione da orizzontale a inclinata; le sabbie talvolta mostrano una laminazione incrociata a basso angolo; i limi sabbiosi sono generalmente massivi. Le caratteristiche e la granulometria dei depositi sono in relazione alle caratteristiche idrauliche e litologiche di ciascuno bacino e possono essere variate nel tempo. I rapporti tra le classi granulometriche dei depositi cambiano all'interno dello stesso bacino; le dimensioni medie e quelle massime dei clasti, da subangolosi ad arrotondati, diminuiscono nel senso del trasporto e passano rispettivamente da 3 a < 1 cm e da 60 a 10 cm. L'addensamento dei depositi è variabile. Le litologie dei clasti

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 95

riflettono quelle dei relativi bacini montani; in pianura possono comprendere quelle rimaneggiate da alluvioni di altri bacini.

Ambienti deposizionali. Depositi alluvionali di corsi d'acqua a carattere torrentizio che, a seconda dei casi, possono avere alveo a canale unico migrante o a canali anastomosati. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra e *overbank*.

Età. In base alla collocazione stratigrafica si attribuisce ai depositi della BTR un'età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Attuale.

3.7. - Unità di Partistagno (**USG**)

La USG è un'unità informale, riferibile concettualmente all'allostratigrafia, che comprende depositi di origine detritico-colluviale costituenti la parte di accumulo di un *glacis* formatosi e parzialmente conservatosi sul versante SW del Monte del Castello, tra Attimis e Racchiuso. L'accumulo dei depositi costituenti la USG interessa la parte apicale e intermedia del *glacis*, che è isolato dal versante da due profonde incisioni e dissecato nella parte intermedia da una serie di incisioni minori. La parte distale del *glacis* è erosiva sulle *marne e arenarie di Savorgnano* e ad essa sono attribuibili una serie di superfici spianate presenti sui colli tra Attimis e Racchiuso, tra quota 175 e 200 m s.l.m., che sono in continuità con la parte di accumulo del *glacis* (Fig. 25). I depositi costituenti la USG affiorano lungo le due incisioni che limitano lateralmente il *glacis*.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore della USG è dato da una superficie erosiva che rappresenta la superficie di appoggio basale dell'unità sul substrato costituito in parte da *flysch del Grivò*, in parte dalle *marne e arenarie di Savorgnano*.

Il limite superiore della USG coincide con la superficie topografica ed è dato dal *top* deposizionale dell'unità parzialmente rimodellato da una superficie erosiva. La USG è terrazzata e depositi appartenenti alle *unità ubiquitarie* (depositi di origine mista e depositi detritico-colluviali ed eluvio-colluviali recenti ed attuali) sono presenti all'interno delle incisioni che suddividono il *top* dell'unità.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche. I depositi sono costituiti da un'alternanza di livelli ghiaiosi e di livelli prevalentemente pelitici, questi ultimi presenti essenzialmente alla base dell'unità. I livelli pelitici hanno spessori pluridecimetrici e sono costituiti da peliti azzurre massive con componente ghiaiosa scarsa o assente. I livelli ghiaiosi hanno spessori da metrici a plurimetrici, sono costituiti da un *diamicton* formato da clasti angolosi con dimensioni medie di 3 cm e massime attorno agli 80 cm, in matrice pelitica e con tessitura da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta. Il deposito è privo di strutture particolari, molto addensato, ma non cementato. Lo spessore massimo osservato della USG è di circa 20 m.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 96

Ambiente deposizionale. L'origine dei depositi della USG è mista, sia di origine alluvionale (depositi detritico-colluviali) sia di origine gravitativa (depositi di frana, depositi di *debris-flow*), legati all'evoluzione del versante con fasi di produzione e trasporto di detrito grossolano alternate a fasi di produzione e trasporto di materiali fini.

Evidenze neotettoniche. L'unità presenta alcune evidenze di deformazioni riferibili probabilmente all'evoluzione recente della faglia di Borgo Faris: in particolare i depositi pelitici basali sono interessati da un fine (millimetrico) clivaggio di frattura a spaziatura decimetrica con direzione N20°W e inclinazione di 70° verso ovest. Inoltre, il disseccamento e terrazzamento dell'unità e la presenza delle superfici relitte del *glacis* sono considerati come possibili effetti morfoneotettonici dell'attività della medesima faglia.

Età. Sulla base della collocazione stratigrafica e dell'evoluzione geomorfologica subita si attribuisce dubitativamente la USG al Pleistocene medio-superiore.

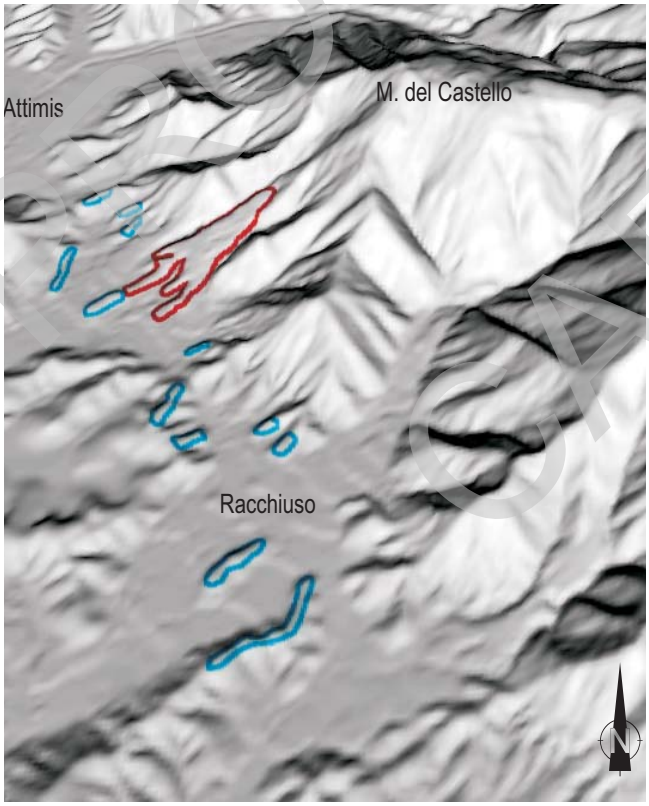


Fig. 25 - *Vista prospettica da sud di un* rendering *dei rilievi tra Attimis e Racchiuso. In rosso sono contornati i depositi del* glacis *di accumulo appartenenti all'*unità di Partistagno*; in azzurro, alcune superfici ad esso correlabili.*

PROGETTO GARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 97

3.8. - UNITÀ UBIQUITARIE (**UIN**)

Le UIN non sono differenziate in base al bacino di appartenenza e concettualmente si riferiscono alla litostratigrafia. Sono costituite da varie litofacies: depositi alluvionali, depositi palustri, prodotti residuali, depositi di origine mista e brecce di versante. Il processo di formazione di tali litofacies è slegato dall'evoluzione dei bacini in cui ricadono.

In generale, le età delle unità sono comprese nel Pleistocene superiore - Attuale.

3.8.1. - *Depositi di frana* (**UIN$_{a1}$**)

Diamicton a blocchi e ciottoli angolosi con matrice limoso-argillosa e tessitura a supporto di matrice. I depositi sono legati geneticamente a fenomeni di frana (soprattutto frane rotazionali e colamenti misti), che avvengono prevalentemente a spese del substrato marnoso-arenaceo alterato e sono legate all'azione della gravità e al drenaggio delle acque meteoriche e d'infiltrazione.

Età. Olocene - Attuale

3.8.2. - *Detrito di versante* (**UIN$_{a3}$**)

Depositi di ciottoli e blocchi angolosi, poco addensati, con tessitura da aperta a parzialmente aperta, costituiti esclusivamente dalle litologie di cui sono formati i versanti, alla cui base si accumulano sotto forma di conoidi detritiche tra loro coalescenti. I clasti hanno dimensioni estremamente variabili, le massime superano il metro. Tali accumuli di origine essenzialmente gravitativa avvengono in particolare a spese di corpi rocciosi aventi grado di fratturazione elevato.

Età. Pleistocene superiore - Attuale

3.8.3. - *Depositi alluvionali di corsi d'acqua minori e di interbacino* (**UIN$_{b}$**)

Si tratta di depositi essenzialmente fini di origine alluvionale di corsi d'acqua effimeri della fascia collinare o accumulati nelle zone depresse che si formano nelle aree di confluenza dei bacini in aree pedecollinari ed in pianura. Possono trovarsi in superficie o essere intercalati nei depositi alluvionali di bacini contigui.

I depositi sono costituiti prevalentemente da sabbie debolmente ghiaiose, sab-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.50 Pagina 98

bie limose e limi, talvolta con significativi accumuli di sostanza organica. Intercalate vi possono essere lingue e lenti di ghiaie fini sabbiose a stratificazione inclinata; la tessitura è a supporto di matrice.

I clasti sono arrotondati, con litologie pertinenti ai diversi bacini; le loro dimensioni medie sono inferiori al cm. Le sabbie e ghiaie fini talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo; i limi sono massivi. I materiali ghiaiosi in lenti rappresentano riempimenti di canali minori formatisi durante le esondazioni dei corsi d'acqua; la presenza di sabbie e limi è legata a depositi di *overbank* e di ristagno, nonché a ruscellamento superficiale diffuso.

Età. Pleistocene superiore - Attuale

3.8.4. - *Coltre eluvio-colluviale e depositi colluviali* (**UIN_{b2}**)

Comprendono i prodotti della degradazione superficiale del substrato prequaternario e dei depositi quaternari evolutisi in posto o che hanno subito trasporto lungo i versanti principalmente per mezzo di acque ruscellanti. Si tratta di prodotti prevalentemente a supporto di matrice, con matrice argilloso-limosa, clasti eterometrici da angolosi a subarrotondati. Lo spessore è variabile: da decimetrico a metrico sui versanti, può essere plurimetrico alla base dei versanti. La rappresentazione in carta della coltre eluvio-colluviale è indicativa ed è stata limitata alle coperture più estese e potenti.

Età. Pleistocene superiore - Attuale

3.8.5. - *Depositi lacustri* (**UIN_{e2}**)

Sono costituiti da sabbie, limi ed argille deposti in prossimità ed all'interno del Lago di Ragogna (FANZUTTI & MAROCCO, 1984) e del lago presso la fornace di Sant'Eliseo.

Età. Olocene - Attuale

3.8.6. - *Depositi palustri* (**UIN_{e3}**)

Depositi costituiti da sabbie limose, limi ed argille organici massivi e poco addensati. Depositi palustri si trovano nel settore orientale del Foglio, sul fondo delle incisioni in cui scorrono il Rio della Valle, il Torrente Racchiusana ed il Rio Poiana, intercalati alle alluvioni dei corsi d'acqua o in superficie. Le torbe sono costituite da sostanza organica e resti vegetali con presenza di sabbie ed argille,

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.51 Pagina 99

esse sono presenti nelle depressioni dell'anfiteatro morenico (a San Daniele, Farla (Fig. 26), Casasola, San Salvatore, Fagagna, Caporiacco, Santa Margherita, Cassacco, Modoletto e Bueriis). Tali depressioni sono state bonificate tra la fine dell'800 e la prima metà del '900 e il materiale torboso è stato cavato ed utilizzato come combustibile (FERUGLIO, 1929b).

Le torbiere di San Salvatore, di San Daniele e di Fagagna sono state in passato oggetto di studio ed hanno dato età ^{14}C rispettivamente di 8.971 ± 212 anni BP, di 1.680 ± 127 e 3.067 ± 167 anni BP (MAROCCO & VAIA, 1991; MAROCCO, 1997). È stato datato anche un livello torboso rinvenuto a 1,5 m di profondità nella torbiera di Farla, che ha dato un'età ^{14}C di 4.405 ± 65 anni BP (Rome-1432).

Età. Olocene-Attuale.

3.8.7. - *Depositi di origine mista* (**UIN$_i$**)

Depositi caotici di ghiaie grossolane e blocchi con matrice sabbioso-limosa, limi sabbiosi con abbondanti resti vegetali. I depositi sono prevalentemente mal classati, poco addensati, con tessitura che varia da clasto-sostenuta a matrice-

Fig. 26 - *L'ampia depressione intramorenica di Farla, interessata da deposizione di torbe durante l'Olocene.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.51 Pagina 100

sostenuta. I clasti sono generalmente angolosi, costituiti dalle litologie locali; le dimensioni medie sono di 3 cm, le massime superiori ai 60 cm.

Tali depositi che comprendono sedimenti alluvionali, palustri, colluviali, legati a trasporto di massa e gravitativo, sono presenti lungo il fondo delle vallecole che interessano i rilievi marnoso-arenacei nel settore orientale del Foglio e formano piccoli conoidi all'uscita delle vallecole stesse. La loro origine può essere fondamentalmente ricondotta a due agenti deposizionali frequentemente variabili nello spazio e nel tempo: il trasposto idrico e la mobilizzazione gravitativa. Le caratteristiche dei depositi variano al prevalere di uno degli agenti sull'altro.

Sono stati inseriti in questa litofacies anche i depositi che costituiscono i piccoli conoidi alla base delle scarpate della valle del Torrente Corno. Essi sono legati a fenomeni di trasporto di tipo torrentizio e gravitativo avvenuti, a partire dal periodo postglaciale, in corrispondenza di piccole incisioni che interrompono la continuità delle scarpate di terrazzo alluvionale.

Si tratta generalmente di ghiaie grossolane in matrice sabbiosa debolmente limosa a disposizione prevalentemente caotica; la tessitura varia da matrice-sostenuta a clasto-sostenuta. I depositi sono prevalentemente mal classati e da poco addensati ad addensati. I clasti, in prevalenza arrotondati-subarrotondati, hanno dimensioni medie pari a 1,5 cm e massime attorno ai 15 cm e sono costituiti dalle litologie tipiche del bacino del Tagliamento, presenti nei depositi quaternari a spese dei quali questa litofacies si è originata.

Età. Pleistocene superiore - Attuale.

4. - I SONDAGGI CARG *(R. Avigliano, G. Monegato)*

Nell'ambito del progetto CARG-FVG, per una migliore definizione stratigrafica del sottosuolo dell'alta pianura friulana sono stati realizzati i sondaggi geognostici CARG-FVG S1 "Santa Margherita" e CARG-FVG S2 "Colloredo di Prato", ubicati rispettivamente nei comuni di Moruzzo e di Pasian di Prato.

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, dal quale veniva 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.

I sondaggi sono stati effettuati quasi interamente a carotaggio continuo, con alcuni brevi tratti a distruzione di nucleo.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.51 Pagina 101

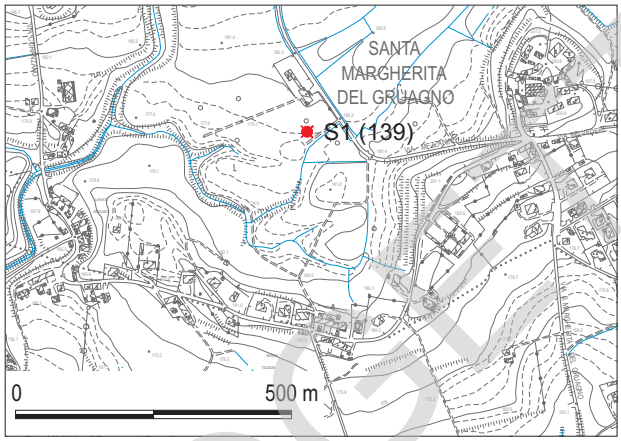


Fig. 27 - *Ubicazione del sondaggio CARG-FVG S1 "Santa Margherita".*

4.1. - Sondaggio CARG-FVG S1 "Santa Margherita"

Comune di Moruzzo (UD), località S. Margherita (Fig. 27)
Elemento CTR 1:5.000 di riferimento: 066062
Coordinate Gauss-Boaga : 2376842, 5108121
Quota della bocca-pozzo riferita al livello medio del mare: 180 m s.l.m.
Data inizio sondaggio: 06.02.2002; data termine sondaggio: 06.03.2002

4.1.1. - *Osservazioni generali e stratigrafia dei terreni interessati*

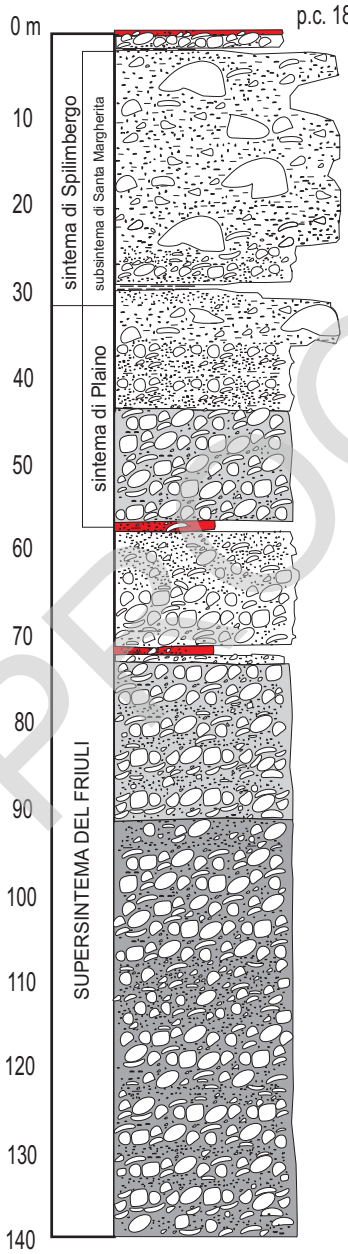
Il sondaggio ha raggiunto una profondità di 139 m dal p.c. (Fig. 28), incontrando per i primi 60 m ghiaia e limo con sabbia con rapporti variabili tra queste classi granulometriche; a 30 m di profondità sono intercalati depositi limoso-argillosi laminati; dai 60 m ai 139 m di profondità si incontrano ghiaie sabbioso-limose.

I depositi attraversati dal sondaggio provengono dal bacino del F. Tagliamento; fino a 60 m sono di origine prevalentemente glaciale, da 60 m fino a 139 m di origine alluvionale. Le ghiaie sono composte in netta prevalenza da elementi calcareo-dolomitici, mentre, in percentuali intorno al 25%, sono rappresentati elementi ibridi, silicei, vulcanici e di quarzo metamorfico.

Nei primi 70 m il sondaggio ha attraversato materiali prevalentemente sciolti; da 70 m a 82 m la cementazione è debole e discontinua; da 82 m a fine sondaggio i depositi sono molto cementati (conglomerati) e presentano un'elevata quantità di vuoti derivante dalla dissoluzione dei clasti e dei cementi carbonatici ad opera delle acque freatiche.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.51 Pagina 102



0-2.50: Ghiaia con sabbia debolmente limosa passante a sabbia limosa e limo sabbioso, colore 2.5Y-10YR, clasti subarrotondati.
2.50-22.30: Sabbia e limo con ghiaia, a supporto di matrice, colore 2.5Y-5Y, clasti da subangolosi a subarrotondati, striati, levigati e sfaccettati.
22.30-29.20: Ghiaia con sabbia e limo, alternata a livelli sabbioso-limosi laminati ed a livelli di sabbia grossolana, colore 2.5Y, clasti da subarrotondati a subangolosi.
29.20-29.65: Limo sabbioso grigio massivo, passante a limi ed argille laminati con sostanza organica, colore 2.5Y. Datazione ^{14}C (AMS): 21.990±820 anni BP (Ua-23265).
29.65-31.30: Ghiaia e limo sabbioso, colore 2.5Y, clasti subarrotondati.
31.30-34.20: Limo sabbioso-ghiaioso, colore 7.5YR, clasti da subangolosi a subarrotondati, levigati, sfaccettati e striati.
34.20-44.10: Sabbia limosa con ghiaia passante a ghiaia sabbiosa debolmente limosa, colore 2.5Y-10YR, clasti arrotondati-subarrotondati.
44.10-56.55: Ghiaia sabbiosa, colore 2.5Y, clasti subarrotondati, debolmente cementati.
56.55-59.00: Ghiaia e sabbia con argilla, colore 7.5-10YR, clasti arrotondati, alterati, matrice alterata, paleosuolo.
59.00-70.30: Ghiaia con sabbia limosa, colore 2.5Y-10YR, clasti da subarrotondati ad arrotondati, debolmente cementati.
70.30-70.80: Ghiaia con sabbia debolmente argillosa, colore 10YR, clasti subarrotondati, da alterati a poco alterati, matrice alterata, paleosuolo.
70.80-73.00: Ghiaia ciottolosa con sabbia debolmente limosa, colore 10YR, clasti da arrotondati a subarrotondati.
73.00-90.55: Ghiaia sabbiosa, colore 10YR, clasti da arrotondati a subarrotondati, debolmente cementati.
90.55-139.00: Ghiaia e ghiaia sabbiosa, colore 10YR, clasti da subarrotondati ad arrotondati, da cementati a molto cementati, con cemento vadoso, localmente i clasti sono disciolti.

Fig. 28 - *Stratigrafia del sondaggio CARG-FVG S1 "Santa Margherita".*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.51 Pagina 103

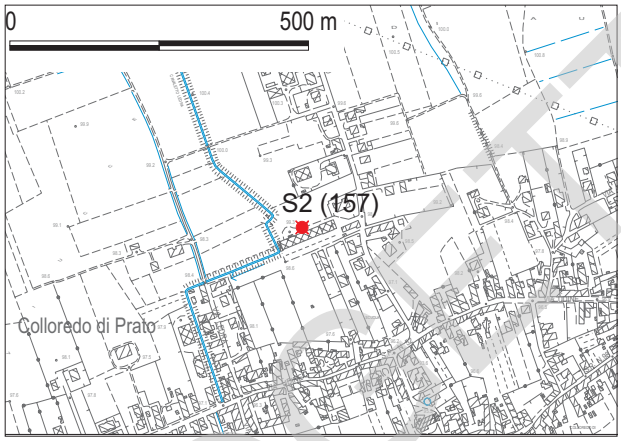


Fig. 29 - *Ubicazione del sondaggio CARG-FVG S2 "Colloredo di Prato".*

4.2. - Sondaggio CARG-FVG S2 "Colloredo di Prato"

Comune di Pasian di Prato (UD), località: Colloredo di Prato (Fig. 29)
Elemento CTR 1:5.000 di riferimento: 066102
Coordinate Gauss-Boaga: 2376064, 5101602
Quota della bocca-pozzo riferita al livello medio del mare: 99,3 m s.l.m.
Data inizio sondaggio: 13.03.2002; data termine sondaggio: 08.04.2002

4.2.1. - *Osservazioni generali e stratigrafia dei terreni interessati*

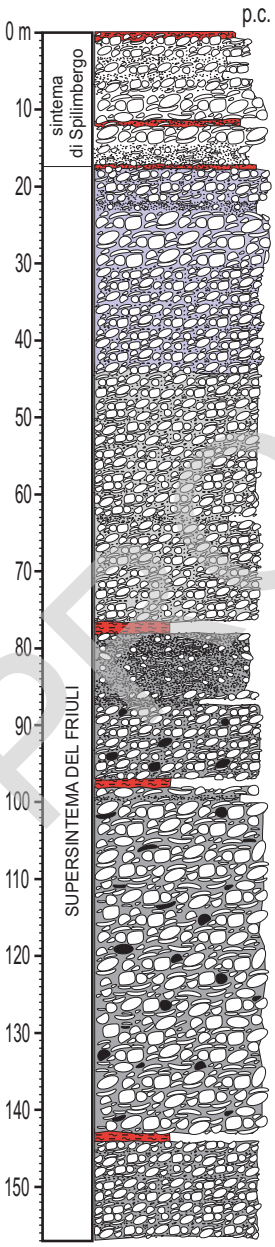
Il sondaggio ha raggiunto una profondità di 157 m dal p.c. (Fig. 30), incontrando per tutto il suo spessore ghiaia con sabbia debolmente limosa contenente livelli decimetrici di limo sabbioso e livelli metrici di limo argilloso-sabbioso (paleosuoli) a bassa permeabilità. Il *top* di questi ultimi livelli, di cui è ipotizzabile una discreta continuità laterale, si trova rispettivamente a 77, 97 ed a 143 m dal p.c.

I depositi attraversati dal sondaggio sono di origine alluvionale e provengono dal bacino del Fiume Tagliamento. Le ghiaie sono composte in netta prevalenza da elementi calcareo-dolomitici; in percentuali inferiori al 15 % vi sono poi elementi ibridi, silicei, vulcanici e di quarzo metamorfico.

Nei primi 18 m il sondaggio ha attraversato materiali sciolti; da 18 m a 45 m la cementazione è debole e discontinua; da 45 m fino a 87 m i depositi sono da mediamente a molto cementati; da 87 m a fine sondaggio i depositi sono molto cementati (conglomerati) e presentano un'elevata quantità di vuoti derivante dalla dissoluzione dei clasti e dei cementi carbonatici ad opera delle acque freatiche.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.51 Pagina 104



0,0-0,9:Riporto.
0,9-2,0: Ghiaia con matrice limoso sabbiosa debolmente argillosa, colore 7.5YR: orizzonti A e B di suolo.
2,0-11,9: Intervallo sciolto di ghiaia da media a grossolana con ciottoli e matrice sabbiosa debolmente limosa; intercalati livelli decimetrici di sabbie limose.
11,9-12,0: Livello di ghiaia con matrice sabbioso limosa, colore 7.5YR: paleosuolo.
12,0-17,9: Intervallo sciolto di ghiaia grossolana, passante a ghiaia media, con ciottoli e matrice sabbiosa debolmente limosa; intercalati livelli centimetrici sabbiosi e due livelli centimetrici con caratteri di pedogenesi incipiente a 17,4 e 17,8 m dal p.c.
17,9-44,6: Intervallo debolmente cementato di ghiaia da media a grossolana con ciottoli e matrice sabbiosa debolmente limosa; intercalati livelli decimetrici di sabbie limose e sabbie ghiaiose.
44,6-76,7: Intervallo cementato di ghiaia media con ciottoli e matrice sabbiosa debolmente limosa; intercalati livelli decimetrici di sabbie limose e sabbie ghiaiose.
76,7-78,3: Livello di limo argilloso debolmente sabbioso e ghiaioso, colore tra 7.5YR e 5YR: paleosuolo.
78,3-87,4: Intervallo ben cementato di ghiaia da fine a media sabbiosa; intercalati livelli decimetrici di sabbie e di limi sabbiosi.
87,4-97,0: Intervallo ben cementato (con parziale dissoluzione dei clasti carbonatici) di ghiaia media con ciottoli e matrice sabbiosa debolmente limosa.
97,0-98,0: Livello di limo argilloso debolmente sabbioso, colore 7.5YR: paleosuolo.
98,0-142,9: Intervallo ben cementato (con parziale dissoluzione dei clasti carbonatici) di ghiaia da media a grossolana con ciottoli e matrice sabbiosa.
142,9-144,0: Livello di limo argilloso debolmente sabbioso, colore 5YR: paleosuolo.
144,0-157,0:Intervallo ben cementato (con parziale dissoluzione dei clasti carbonatici) di ghiaia media con ciottoli e matrice sabbiosa debolmente limosa.

Fig. 30 - *Stratigrafia del sondaggio CARG-FVG S2 "Colloredo di Prato".*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.51 Pagina 105

5. - I SUOLI *(G. Michelutti, S. Barbieri, S. Zanolla)*

I suoli che oggi possiamo osservare sono il prodotto dell'alterazione sui diversi materiali di partenza; 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 sviluppatisi nel territorio compreso nel Foglio "Udine" 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. Essi si formano in gran parte nei depositi appartenenti al bacino del Tagliamento, dall'anfiteatro morenico alle superfici alluvionali tardo-pleistoceniche e oloceniche. In una porzione più limitata del settore orientale si sono sviluppati suoli su alluvioni del Torre caratterizzate da una deposizione più recente (Olocene). Dalla trattazione viene esclusa, data la modesta estensione, la parte montana della zona di Attimis che ricade nelle Prealpi Giulie e che è caratterizzata per la maggior parte da substrato in successioni torbiditiche paleocenico-eoceniche.

Sui suoli delle dorsali moreniche i fattori legati all'energia del rilievo (erosione, accumulo, stabilità) sono quelli che hanno maggior influenza, portando a differenze nella profondità e nel grado di pedogenizzazione.

Negli ambienti in cui ha prevalso la deposizione fluviale, le differenze nel grado di sviluppo e nella profondità dei suoli sono legate principalmente all'età ed ai materiali di partenza; si possono rinvenire anche suoli molto profondi e con evidenze di processi pedogenetici significativi, quali l'illuviazione delle argille, o suoli più giovani che presentano uno sviluppo ed un'alterazione limitate.

Le informazioni pedologiche qui presentate sono in parte tratte dai recenti lavori dell'Ufficio del Suolo dell'ERSA (MICHELUTTI *et alii*, 2003; BARBIERI *et alii*, 2005). Per ogni ambito individuato viene descritto il suolo dominante.

5.1. - ANFITEATRO MORENICO

Nell'ambito dell'anfiteatro morenico del Tagliamento si differenziano le porzioni più acclivi dei versanti e quelle a pendenza più ridotta. Un terzo ambiente è individuabile nelle depressioni che separano le cerchie, costituite da depositi glaciali limosi e da depositi fluvioglaciali, glaciolacustri e palustri; alcune delle aree umide esistenti nel passato sono state bonificate e vengono ora coltivate, altre mantengono le caratteristiche originarie e sono occupate da torbiere o da specchi d'acqua come il Lago di Ragogna.

I suoli che caratterizzano i rilievi delle cerchie moreniche in corrispondenza di versanti con maggior pendenza, sono in genere moderatamente profondi, limi-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.52 Pagina 106

tati da un substrato costituito da *till* (limi, sabbie, ghiaie e ciottoli) che si incontra entro il metro di profondità.

L'azione pedogenetica non è particolarmente spinta, spesso a causa del ringiovanimento del profilo ad opera dei fenomeni erosivi. L'orizzonte superficiale, di colore bruno e tessitura franca con presenza di scheletro, risulta infatti solo parzialmente decarbonatato. Il processo di pedogenesi ha portato alla formazione di un orizzonte sottosuperficiale di alterazione (*orizzonte cambico*), il cui colore si mantiene su toni bruni ed è solo scarsamente decarbonatato, mentre lo scheletro diventa abbondante (*episkeletic*). La permeabilità, anche grazie alla presenza di scheletro, è moderatamente alta.

Questi suoli appartengono agli *Episkeleti-Calcaric Cambisols* (FAO, 1998) (Fig. 31).

In corrispondenza delle superfici meno acclivi dei rilievi morenici e sui depositi fluvioglaciali si sono sviluppati suoli in cui i processi pedogenetici hanno alterato maggiormente i materiali di partenza e sono riconoscibili caratteri di uno sviluppo superiore rispetto ai suoli sopra descritti. Ciò è imputabile ad una maggiore stabilità delle superfici e ad una minore incidenza dei fenomeni erosivi.

Nell'orizzonte superficiale di colore bruno e tessitura franco-limosa, oltre alla completa decarbonatazione ha avuto luogo il processo di eluviazione delle argille, accumulatesi negli orizzonti sottosuperficiali. Questi mantengono una colora-

Fig. 31 - *Episkeleti-Calcaric Cambisol.*

Fig. 32 - *Cutani-Chromic Luvisol.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.52 Pagina 107

zione rossastra anche a profondità elevate (intorno al metro) e risultano sensibilmente più ricchi in argilla rispetto a quello superficiale.

Si può pertanto riconoscere, anche grazie alla comune presenza di pellicole di argilla (*cutans*) sugli aggregati del suolo, un *orizzonte argico* che porta a classificare i suoli come *Cutani-Chromic Luvisols* (FAO, 1998) (Fig. 32).

Le depressioni presenti tra le diverse cerchie moreniche hanno favorito lo sviluppo di suoli caratterizzati da bassa permeabilità e condizioni di idromorfia spesso piuttosto marcate (*proprietà gleyiche*). La presenza della falda a poca profondità e la conseguente condizione di scarsa disponibilità di ossigeno hanno conferito agli orizzonti sottosuperficiali di questi suoli le caratteristiche colorazioni gleyiche grigio-bluastre, che indicano la presenza di un ambiente riducente per lunghi periodi dell'anno. Risulta comune, inoltre, la presenza di orizzonti torbosi (*orizzonte histico*), anche di spessore notevole. La torba si presenta a diversi stadi di decomposizione e si rinviene generalmente entro il metro di profondità. I suoli hanno tessitura franco-limosa con presenza significativa di scheletro solo in profondità.

Questi suoli rientrano negli *Eutri-Thaptohistic Gleysols* (FAO, 1998) (Fig. 33).

5.2. - Pianura tardo-pleistocenica del Tagliamento

Fig. 33 - *Eutri-Thaptohistic Gleysol.*

In corrispondenza delle superfici pleniglaciali dell'alta pianura e delle superfici incise e terrazzate dei principali scaricatori dell'anfiteatro morenico del Tagliamento, si sono sviluppati suoli poco profondi. Gli effetti dell'azione pedogenetica, che pure si è protratta per un tempo abbastanza lungo, non hanno portato ad un significativo sviluppo del profilo a causa della granulometria grossolana e della natura prevalentemente carbonatica dei materiali parentali.

Gli orizzonti superficiali e sottosuperficiali, a tessitura franca o franco-sabbiosa con presenza di scheletro, risultano parzialmente decarbonatati. È evidente anche la rubefazione che fa assumere a questi suoli le tonalità rossastre (*chromic*) indicatrici della presenza di ossidi di ferro liberatisi per

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.53 Pagina 108

alterazione dei silicati. Si può riconoscere, pertanto, un orizzonte sottosuperficiale di alterazione (*orizzonte cambico*) generalmente ben sviluppato nelle superfici pleniglaciali, con alterazione solo parziale o di spessore ridotto in corrispondenza delle superfici maggiormente incise.

Il substrato, rappresentato da ghiaie sabbiose poco o per niente alterate, si rinviene a profondità inferiore al metro (*skeletic*).

I caratteri descritti consentono di classificare il suolo come appartenente ai *Chromi-Skeletic Cambisols* (FAO, 1998) (Fig. 34).

Suoli più profondi di quelli prima descritti si rinvengono sui rilievi isolati di Variano, Orgnano, Carpeneto, Pozzuolo del Friuli. Suoli simili si sono sviluppati anche a est di Martignacco, su lembi di pianura posti a ridosso dell'anfiteatro e compresi tra i principali scaricatori glaciali. In entrambi i casi il substrato è rappresentato da ghiaie sabbiose che si rinvengono a profondità generalmente superiore al metro.

L'orizzonte superficiale, di colore bruno e a tessitura franca o franco-limosa con limitata presenza di scheletro, risulta ben decarbonatato. I carbonati sono stati rimossi anche dall'orizzonte sottosuperficiale di alterazione (*orizzonte cambico*), il cui colore si mantiene bruno-rossastro (*chromic*) a causa della presenza di ferro libero; la reazione, pertanto, varia da neutra a subacida lungo il profilo. Materiali parentali più fini e stabili hanno consentito una maggiore evoluzione del profilo con processi di illuviazione delle argille (*orizzonte argico*).

Fig. 34 - *Chromi-Skeletic Cambisol.*

Fig. 35 - *Cutani-Chromic Luvisol.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.54 Pagina 109

Questi suoli rientrano, a seconda del grado di sviluppo, negli *Eutri-Chromic Cambisols* o nei *Cutani-Chromic Luvisols* (FAO, 1998) (Fig. 35).

5.3. - Pianura olocenica del T. Torre

L'area di pertinenza del Torre è caratterizzata da sedimenti che riflettono la composizione litologica dei bacini dei corsi d'acqua attuali, costituiti da litotipi dove la componente terrigena (torbiditi paleogeniche) aumenta percentualmente rispetto ai depositi del Tagliamento. Questa zona è stata distinta in due tipologie di suoli, sviluppatisi a partire dall'Olocene, che si differenziano per la vicinanza al corso d'acqua e l'appartenenza a terrazzi di ordine diverso.

I suoli che si riscontrano tipicamente nei terrazzi attuali o recenti del Torre sono prevalentemente sottili e poco sviluppati.

La pedogenesi ha interessato solamente l'orizzonte superficiale, che si differenzia solo debolmente dal substrato, costituito da ghiaie pressoché inalterate. Una maggior quantità di sostanza organica, che conferisce un colore leggermente più scuro, ed una parziale decarbonatazione sono i caratteri che distinguono l'orizzonte superficiale, a tessitura franca o franco-sabbiosa con scheletro frequente, dagli strati sottostanti.

Fig. 36 - *Episkeleti-Calcaric Regosol.*

Fig. 37 - *Cutanic Luvisol.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.54 Pagina 110

La presenza di scheletro, poco o per nulla alterato, diventa abbondante 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 *Episkeleti-Calcaric Regosols* (FAO, 1998). Sui sedimenti fini, presenti nella porzione medio-distale delle alluvioni del Torre, hanno avuto modo di svilupparsi suoli che evidenziano una pedogenesi avanzata (Fig. 36). Si tratta di suoli profondi, limitati talvolta da substrati ghiaiosi in profondità.

L'orizzonte superficiale, di colore bruno grigiastro scuro, presenta tessitura franco-argillosa in genere con assenza di scheletro. Negli orizzonti di superficie, alla decarbonatazione è seguita l'eluviazione delle argille, successivamente accumulatesi negli orizzonti sottosuperficiali; la diffusa presenza di pellicole argillose (*cutans*) sugli aggregati del suolo, unitamente all'incremento percentuale della frazione tessiturale più fine in profondità, porta ad individuare un *orizzonte argico* ed a classificare i suoli all'interno dei *Cutanic Luvisols* (FAO, 1998) (Fig. 37).

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.54 Pagina 111

PROGETTO CARG

VI - INDAGINI PALINOLOGICHE

(M. Donegana, R. Pini, C. Ravazzi, L. Wick)

Nell'ambito della ricostruzione cronologica delle unità quaternarie del Foglio "Udine" sono state svolte analisi polliniche su campioni prelevati da affioramenti e carotaggi, in particolare selezionando livelli con un contenuto di sostanza organica adeguato per una datazione radiometrica. Una volta ottenuta un'età ^{14}C, i medesimi materiali sono stati sottoposti ad analisi pollinica. Lo studio si basa sull'interpretazione di questi dati a confronto con altre analisi paleobotaniche e radiometriche effettuate nelle aree limitrofe nell'ambito del Progetto CARG-FVG. Si è potuto, inoltre, disporre dei risultati delle indagini palinostratigrafiche sulla successione lacustre del Lago di Ragogna svolte nell'ambito del Progetto *Forest dynamics: immigration and expansion of trees* presso l'Institute of Plant Sciences dell'Università di Berna.

1. - MATERIALI E METODI

I tre campioni sottoposti ad analisi pollinica (sondaggio CARG-FVG S1 "Santa Margherita" e affioramento di Plaino), sono stati preparati secondo le metodologie in uso presso il Laboratorio di Palinologia e Paleoecologia del CNR-IDPA di Milano. Per ogni campione sono stati prelevati 5-6 g di sedimento (peso secco), è stata aggiunta una tavoletta di *Lycopodium* per il calcolo della concentrazione pollinica. Dopo una serie di trattamenti con acidi i campioni sono stati acetolizzati.

Gli spettri pollinici sono presentati in Tab. 1. La somma pollinica comprende il numero totale dei granuli conteggiati con l'esclusione delle piante palustri e

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.54 Pagina 112

TIPI POLLINICI	S. MARGHERITA 29,45 m (21.990 ± 820 a BP) n° granuli	%	S. MARGHERITA 29,50 m (21.990 ± 820 a BP) n° granuli	%	PLAINO (18.860 ± 190 a BP) n° granuli	%
CONIFERE						
Pinus sylv./mugo	398	78	68	68	341	96
Pinus cembra	9	2				
Picea	26	5	3	3		
Abies			1	1	1	+
TOTALE	433	85	72	72	342	96
LATIFOGLIE ARBOREE						
Betula	4	1	3	3		
Tilia			1	1		
Ulmus	3	+				
Quercus caducifolia					2	+
TOTALE	7	1	4	4	2	+
XEROFITE ERBACEE, CAMEFITE E ARBUSTI						
Hippophaë	1	+				
Artemisia	33	6	8	8	1	+
Chenopodiaceae	2	+			4	1
Helianthemum	1	+				
TOTALE	37	7	8	8	5	1
PALUSTRI						
Cyperaceae	4	1	1	+	1	+
Thalictrum	1	+				
TOTALE	5	1	1	+	1	+
ALTRE ERBACEE E CAMEFITE						
Gramineae	14	3	14	14	1	+
tipo *Anthemis*	3	+				
tipo *Aster*	2	+				
Cichorioideae	3	+				
Euphorbia	1	+				
Cruciferae	1	+			1	+
Labiatae	1	+			1	+
Filipendula	4	1				
tipo *Ranunculus*	1	+			1	+
Plantago lanceolata			1	1		
Umbelliferae			1	1		
TOTALE	30	5	16	16	4	1
Somma pollinica	513		354			
Conc. polline	15.144 (granuli/cmc)		559 (granuli/cmc)		843 (granuli/g)	
Conc. carbone	16.284 (part./cmc)		7.544 (part./cmc)		12 (part./g)	
EXTRAFOSSILI	**n°**	**n°**	**n°**			
Cisti Dinoflagellati		17	1			
Glomus			4			
Oociti Neorhabdocoela	2					

Tab. 1 - *Spettri pollinici.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.54 Pagina 113

acquatiche, la cui presenza è legata a condizioni locali connesse con l'ambiente di sedimentazione. Va precisato che, essendo i valori percentuali mutuamente in relazione fra loro, importanti variazioni di uno dei tipi dominanti possono influenzare gli altri senza che ciò corrisponda ad un'effettiva variazione di questi ultimi.

I tipi pollinici sono stati raggruppati in categorie: piante arboree distinte in (1) conifere e (2) latifoglie; (3) xerofite ovvero piante legate a condizioni aride, che includono sia erbacee che legnose camefite e arbusti; (4) piante palustri; (5) altre erbacee. Infine, sono indicati con il termine di "extrafossili" (VAN GEEL, 1978) i palinomorfi di natura diversa dal polline, che si conservano nei preparati palinologici e che forniscono ulteriori informazioni sull'ambiente di sedimentazione.

La nomenclatura segue la lista di tipi pollinici ALPADABA (Alpine Palynological Database), versione 2000, depositata presso l'I.P.S. dell'Università di Berna. ALPADABA è basato sulla Northwest European Pollen Flora (PUNT & BLACKMORE, 1976-1995) con integrazione di tipi derivati da MOORE *et alii* (1991) e dalla flora alpina.

2. - INDAGINI PALINOLOGICHE SU DEPOSITI DEL SINTEMA DI SPILIMBERGO

Gli spettri pollinici ottenuti su materiali di età LGM provengono da depositi fluviali ricchi di sostanza organica. La concentrazione pollinica è variabile (500-15.000 granuli/cmc), presumibilmente a causa di velocità di sedimentazione molto differenti. I rapporti quantitativi ottenuti negli spettri LGM di S. Margherita, Plaino, ed inoltre Rio Ponte e Billerio (questi ultimi due provenienti da aree limitrofe), compongono un quadro omogeneo caratterizzato dalla dominanza di *Pinus sylvestris/mugo* (68-96%), accompagnato da *Pinus cembra* sporadico (max 2%). Il polline di latifoglie è scarso, quello di latifoglie termofile sporadico (valori inferiori all'1%). Anche tra le xerofite i valori sono modesti (somma *Artemisia* + Chenopodiaceae + *Helianthemum* + *Hippophaë* 2-6%).

Per la ricostruzione paleoambientale è utile confrontare questi dati, che riguardano il settore prossimale dei conoidi fluvioglaciali, con la successione pollinica del sondaggio Azzano Decimo (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/b), posta in posizione distale (AVIGLIANO *et alii*, 2004; DONEGANA *et alii*, 2004). Qui i valori percentuali di *Artemisia* e Chenopodiaceae, indicativi di ambienti di steppa, nonchè di Gramineae e Cyperaceae, sono più elevati (10-25%), mentre il polline di *Pinus sylvestris/mugo* rappresenta il 30-55% della somma pollinica. Tali differenze possono essere imputate almeno in parte alle condizioni edafiche: sui detriti carbonatici grossolani delle aree prossimali sono favoriti i pini (*Pinus sylvestris* e *P. mugo*) di cui sono stati identificati anche i macroresti (legni e talora aghi: Plaino, livello datato).

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.54 Pagina 114

Viceversa i depositi prevalentemente limoso-sabbiosi distali presentano condizioni favorevoli alla vegetazione erbacea e camefitica propria delle steppe e dei magredi, e localmente allo sviluppo di zone umide. L'abbondanza di Cyperaceae nella successione di Azzano indica la presenza di torbiere nell'area distale della pianura durante il LGM, mentre questa vegetazione manca nel settore prossimale dei conoidi, a granulometria grossolana e ben drenato. Evidenze più estese della diffusione di ambienti di torbiera provengono dal settore veneto della bassa pianura, dove importanti livelli di torba compressa sono stati datati e studiati (BONDESAN *et alii*, 2002; BONDESAN *et alii*, 2003).

Una fase di bassa biomassa legnosa nel LGM segue la fine dell'interstadiale a 23-25 ka ^{14}C BP, ben evidenziato al Lago di Fimon, dove alti valori di percentuali polliniche di *Pinus*, *Larix* e *Picea*, nonché macrofossili di *Larix*, si accompagnano ad un'elevatissima concentrazione di carbone micro- e macroscopico e da bassi livelli lacustri (WICK, 2004).

Rispetto agli spettri pollinici datati tra 18 e 19 ka ^{14}C BP, quelli ottenuti sui campioni di S. Margherita (22 ka ^{14}C BP) presentano un quadro floristico più diversificato, valori di *Picea* più consistenti e concentrazioni di microcarbone molto più elevate delle concentrazioni del polline.

In conclusione, il settore prossimale della pianura friulana durante il LGM era popolato da formazioni di pini (documentati il pino silvestre e pino mugo), con bassi valori di copertura/biomassa. La scarsità di vegetazione a struttura erbacea e camefitica fa supporre che le aree in aggradazione, lasciate scoperte dalle plaghe di pini, fossero quasi prive di vegetazione. Dal punto di vista bioclimatico le plaghe di mugheta e di pineta della pianura friulana durante il LGM possono essere inquadrate in una zona vegetazionale a carattere subalpino, al di sotto del limite potenziale degli alberi (stimato intorno a 800 m da RAVAZZI *et alii*, 2004).

3. - IL TARDOGLACIALE NELLA SUCCESSIONE LACUSTRE DEL LAGO DI RAGOGNA *(L. Wick)*

Nel Lago di Ragogna è stata prelevata, in un settore a profondità di 3,50 m d'acqua, una carota di sedimento della lunghezza di 6,88 m con un carotiere Livingstone modificato. Il profilo comprende una sequenza completa del tardoglaciale, mentre parte dell'Olocene non è documentato a causa di variazioni del livello del lago.

Per l'analisi pollinica è stato trattato 1 cmc di sedimento con metodi standard di laboratorio. Il diagramma pollinico di Fig. 38 mostra le percentuali dei *taxa* più importanti. La somma pollinica di 800-1.000 granuli include polline di piante legnose, erbe e Gramineae, mentre i taxa acquatici, le Cyperaceae e i tipi pollinici pre-Pleistocene superiore sono esclusi dalla somma pollinica. Le data-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 115

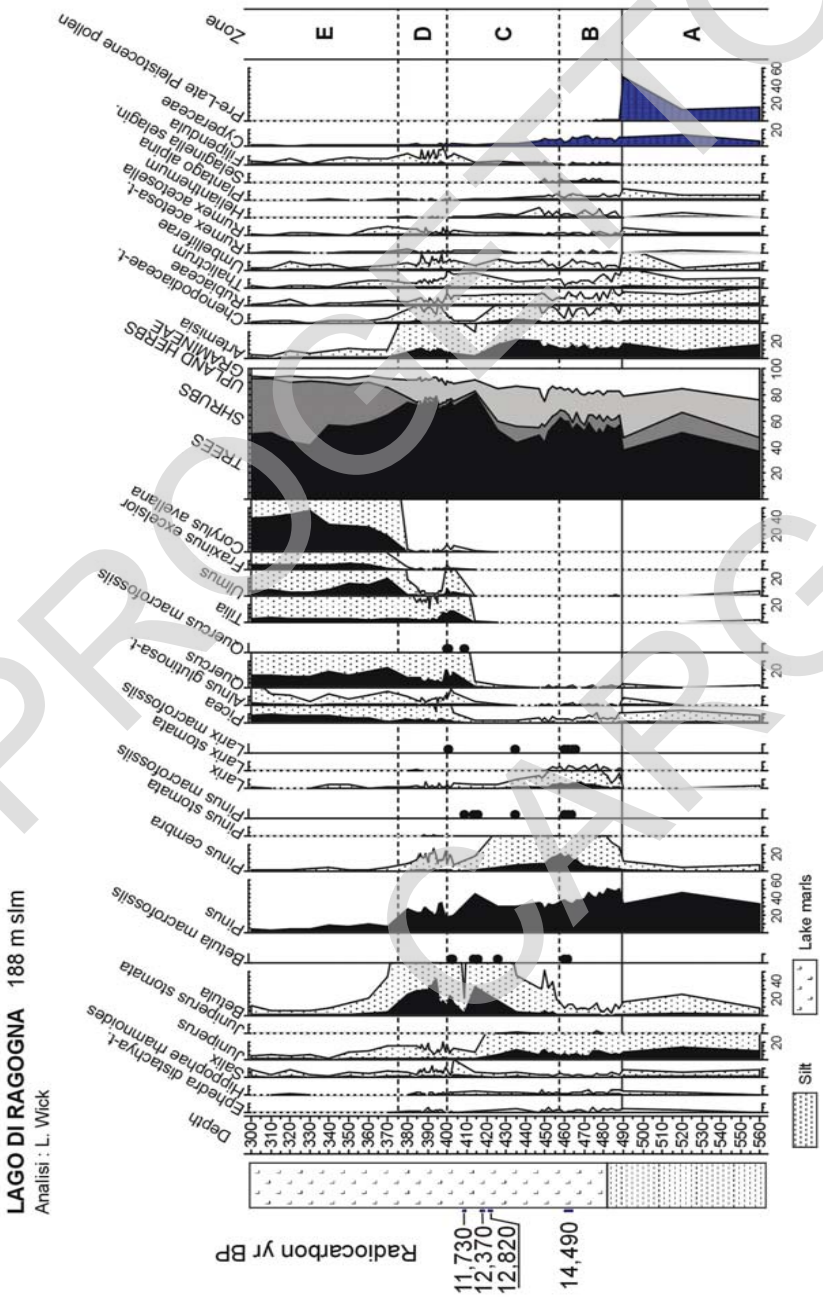


Fig. 38 - Log *stratigrafico, cronologia e diagramma pollinico dei depositi del Lago di Ragogna.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 116

zioni ^{14}C AMS sono state ottenute da macrofossili terrestri, come aghi di conifere, squame di coni e corteccia. I ritrovamenti di macroresti sono relativamente rari; sono indicati da pallini a fianco della rispettiva curva pollinica nel diagramma di Fig. 38.

La porzione basale della carota (Zona A, 488-688 cm, i 128 cm basali dei quali non inclusi nel diagramma pollinico) consiste di silt e sabbie, in parte provenienti da acque di fusione glaciale del ghiacciaio del Tagliamento. Ciò indica che in questa fase alcuni scaricatori glaciali del ghiacciaio in regresso sfociavano nel lago. Le basse concentrazioni polliniche e le elevate proporzioni di tipi pollinici estinti almeno dal Pleistocene medio, come *Liquidambar*, *Carya* e *Pterocarya*, suggeriscono che la vegetazione del bacino idrografico fosse molto sparsa e che il substrato fosse esposto all'erosione. La vegetazione individuava una steppa aperta dominata da Gramineae, *Artemisia* e Chenopodiaceae; arbusti di ginepro erano abbondanti e plaghe isolate di *Pinus sylvestris/mugo* (e *Picea*?) potevano occupare siti favorevoli.

A 488 cm si osserva un mutamento drastico (ca. 15.000-15.500 ^{14}C anni BP): l'apporto minerogenico nel lago rapidamente diminuì, e iniziò la precipitazione di *marl* lacustre autoctono, mentre nelle zone circostanti si insediava una foresta aperta di conifere con *Larix*, *Pinus cembra* e probabilmente anche *P. mugo* e *P. sylvestris* (Zona B). La curva isotopica dell'ossigeno suggerisce che il cambiamento fu causato da un significativo aumento di temperatura (WICK, 2004).

L'espansione precoce (pre-Bølling) di foreste di conifere è una caratteristica nelle Alpi sudorientali, dipendente dalla presenza di popolazioni arboree che superarono l'ultimo glaciale in habitat favorevoli nelle vicinanze, dai quali si espansero non appena si verificò un miglioramento del clima. Alle Fornaci di Revine (TV) una foresta di *Larix* si sviluppò nel medesimo intervallo di tempo e fu sepolta da sedimenti fluvioglaciali connessi con una nuova avanzata del ghiacciaio del Piave (CASADORO *et alii*, 1976).

Al Lago di Ragogna un deterioramento climatico a circa 14.400 anni ^{14}C BP è testimoniato da una forte diminuzione in polline arboreo e da un aumento in *Artemisia* e altri elementi steppici (Zona C). L'inizio dell'interstadiale tardoglaciale è individuato dall'espansione di *Betula*. Circa 12.400 anni ^{14}C BP si espanse *Pinus sylvestris*, seguito da alberi mesofili decidui, come *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* e *Alnus* (probabilmente *A. incana*).

La Zona D rappresenta il deterioramento climatico del Dryas recente ed è caratterizzata da una forte riduzione di alberi mesofili e aumento in *Betula*, *Pinus cembra* e *Picea*. Percentuali più elevate in *Artemisia* e Chenopodiaceae indicano condizioni steppiche.

All'inizio dell'Olocene (Zona E) si espansero foreste decidue dominate da *Ulmus*, *Quercus* e *Corylus*, mentre *Pinus*, *Betula* ed erbe eliofile divennero rare.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 117

PROGETTO CARG

VII - DATAZIONI ISOTOPICHE ^{14}C

(G. Calderoni)

Sono qui riportati, corredati da un commento generale, i risultati delle datazioni con il metodo del radiocarbonio sui materiali idonei campionati nel corso del rilevamento del Foglio "Udine". Solo cinque dei contesti tardo-quaternari presenti nell'area hanno fornito materiali organici suscettibili di datazione. In particolare dai siti di Udine-Stadio, Torbiera di Farla (Majano) e S. Margherita (sondaggio CARG-FVG S1) provengono tre campioni di sostanza organica intensamente diagenizzata e dispersa in livelli argilloso-siltosi, mentre i tre campioni di macroframmenti di legno analizzati sono relativi a due distinti siti: Rio Storto e Riolo Doidis. I progenitori, che a seguito dell'alterazione chimica e biologica hanno originato la sostanza organica dei primi tre campioni, non si sono potuti definire per mancanza di ogni elemento diagnostico. Al contrario, i frammenti di legno, pur deformati e con evidenze di umificazione, possono con certezza essere relazionati a vegetazione superiore subaerea e pertanto la loro origine (per assimilazione diretta di CO_2 troposferica) rispetta il prerequisito fondamentale della cronologia radiocarbonio.

Stante l'impossibilità pratica di separare le frazioni di C organico più affidabili in cronologia radiocarbonio, il primo gruppo di materiali è stato utilizzato "in toto" (matrice minerale e C organico in essa disperso) dopo un adeguato pretrattamento chimico. Questo ha previsto una prolungata ebollizione con HCl 12% per garantire la completa decarbonatazione dei campioni (= eliminazione delle forme minerali del C rappresentate da clasti carbonatici e/o da neoformazione di carbonato di Ca per precipitazione dal corrispondente bicarbonato presente nelle acque di circolazione) e la rimozione, per conversione idrolitica in composti solu-

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 118

bili, di una vasta congerie di composti organici (amino acidi, amino zuccheri, materiale proteico, ecc.) che, per essere caratterizzati da elevata mobilità geochimica, possono essere non rappresentativi dell'età di deposizione dei sedimenti che li contengono. L'efficacia di questo protocollo di pretrattamento è stata più volte verificata, presso il Laboratorio di Cronologia Radiocarbonio del Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Roma "La Sapienza", su materiali di diversa natura, origine e provenienza, analoghi a quelli qui datati (CALDERONI & TURI, 1998).

I campioni costituiti da macroframmenti di legno, successivamente alla loro ispezione, rimozione di eventuali corpi estranei ed adeguata frantumazione sono stati assoggettati al normale pretrattamento chimico di decontaminazione. Questo comprende un *leaching* con HCl ca. 10%, all'ebollizione, prolungata per circa 30 minuti; una serie di lavaggi con acqua distillata; lisciviazione a caldo con NaOH; lavaggi con acqua distillata; ebollizione con HCl 5% e lavaggi con acqua distillata fino a pH 5-5,5.

La datazione del campione di argilla organica dalla carota del sondaggio CARG-FVG S1 "Santa Margherita" è stata eseguita presso l'Ångstrom Laboratoriet - Università di Uppsala (Svezia) con la tecnica dell'AMS, in quanto il C organico era rappresentato solo in tracce. L'anidride carbonica fornita dalla combustione del campione dopo pretrattamento chimico è stata ridotta a C in fase di grafite. Questa, deposta sul *target*, è stata analizzata per il rapporto $^{14}C/^{12}C$ mediante spettrometria di massa ed il risultato espresso come età radiocarbonio convenzionale.

Le restanti cinque datazioni sono state effettuate per spettrometria $ß^-$ mediante scintillazione liquida presso il Laboratorio di Cronologia Radiocarbonio. Con questa procedura i preparati provenienti dai pretrattamenti chimici sopra descritti sono stati convertiti in benzene (usato come mezzo di conteggio dell'attività del ^{14}C) in apposita linea chimica. Questo processo si sviluppa attraverso le seguenti fasi: (a) combustione delle forme di C organico in corrente di ossigeno con ottenimento di CO_2 purificata; (b) conversione di questa in carburo di Li; (c) svolgimento e purificazione di C_2H_2 per reazione di idrolisi; (d) sintesi del benzene per trimerizzazione dell'acetilene mediante catalizzatore al Cr(VI); (e) estrazione del benzene a caldo ed in depressione.

Su pesi noti dei campioni di benzene sintetizzati, previa addizione della miscela di scintillatori in uso presso il Laboratorio, si è quindi misurata l'attività del ^{14}C mediante spettrometri $ß^-$ multicanale con la tecnica della scintillazione liquida (LSC). Le misure sono state eseguite in modo "circa simultaneo", una pratica che, prevedendo il conteggio in sequenza dei preparati di ogni *batch* per piccoli e ripetuti intervalli di tempo fino ad accumulare un numero di eventi di decadimento statisticamente congruo, limita o attenua gli effetti di derive strumentali e/o di altri eventi accidentali.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 119

Di regola ogni campione è stato misurato complessivamente per circa 48 ore e ogni *batch* di preparati comprendeva lo standard di carbonio moderno, un benzene sintetizzato da carbone fossile (*background*) ed almeno due *check samples* scelti tra quelli distribuiti dall'IAEA. I dettagli procedurali, le caratteristiche della linea chimica e degli spettrometri utilizzati sono stati riportati successivamente all'ultimo ammodernamento del Laboratorio (CALDERONI & PETRONE, 1992). I dati di conteggio, acquisiti *on-line*, trattati statisticamente, sono quindi stati utilizzati per il calcolo delle *"età radiocarbonio convenzionali"* in accordo con i criteri internazionalmente accettati (STUIVER & POLACH, 1977).

Le età minori a circa 22.000 anni BP così ottenute sono state corrette per le variazioni secolari dell'abbondanza della $^{14}CO_2$ troposferica (= calibrazione) utilizzando i dati di calibrazione ed il software più aggiornato (STUIVER & REIMER, 1993). Tanto le età ^{14}C convenzionali che gli intervalli calibrati sono riportati con l'incertezza a livello di $\pm 1\sigma$ e sono espressi in anni dal presente (BP), con il presente convenzionalmente fissato al 1950.

Due dei cinque campioni analizzati si sono rivelati di età eccedente quella massima determinabile con il metodo del ^{14}C. I risultati di queste misure rappresentano comunque dei significativi termini *ante quem* per l'aggradazione dei sedimenti che contenevano i materiali datati.

Due considerazioni cautelative sono, infine, necessarie per un responsabile utilizzo del *set* di date qui riportato. La prima deriva dal fatto che nessun campione di legno è sicuramente riferibile a vegetazione superiore *in situ* e pertanto, qualora questi materiali provenissero dall'erosione di corpi sedimentari precedentemente accumulati, le età misurate eccederebbero quella dell'effettiva aggradazione dei sedimenti dove i campioni stessi sono stati raccolti. Ciò vale anche per le età fornite dalla sostanza organica dispersa e variamente alterata, per la quale non può mai essere esclusa a priori un'origine diacrona rispetto ai sedimenti che la contengono. Le età fornite da questi ultimi materiali devono essere perciò considerate come il tempo di *turnover* della sostanza organica e ci si deve rifere ad esse come ad "età medie apparenti".

La seconda doverosa osservazione riguarda gli intervalli calibrati comunemente riferiti come "età calibrate", "età calendario" o, con qualche presunzione, "età vere". L'ampiezza di tali intervalli di tempo, molto variabile, dipende dalle incertezze (= errori casuali) da cui sono affette tanto le corrispondenti età ^{14}C convenzionali che le misure eseguite per determinare le correzioni. L'ampiezza è inoltre influenzata dall'andamento, fluttuante e più o meno discosto da quello di una retta a 45°, della funzione età vera (generalmente quella acquisita dendrocronologicamente) - età ^{14}C convenzionale. I dati di calibrazioni per età ^{14}C convenzionali fino a ca. 9.000 anni BP sono stati esclusivamente ottenuti embricando *record* di anelli di accrescimento annuale di alberi, viventi per i più recenti 4-5.000 anni e fossili per il restante arco di tempo. Questi dati costituiscono un

PROGETTO GARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 120

Località	Materiale	Coordinate (Gauss Boaga) long E / lat N	n. di Lab. (Rome-)	Età ^{14}C conv. (±1σ, anni BP)	Età calibrata [1] (±1σ, anni BP)
Udine stadio	sed. organico	2 381 159 / 5 104 754	-1354	27.100±400	
Torbiera di Farla	sed. organico	2 369 167 / 5 114 152	-1432	4.405±65	5.210-4.865
Rio Storto	legno	2 38.6 265 / 5 115 835	-1436	>42.000	
"	id.	id.	-1437	>42.000	
Riolo Doidis	legno	2 379 868 / 5 108 708	-1459	18.860±190	22.800-21.980
Sondaggio S1 CARG FVG	sed. organico	2 376 842 / 5 108 121	Ua-23265	21.990±820	

Tab. 2 - *Datazioni ^{14}C effettuate nell'area del Foglio 066 "Udine".*
[1] *Gli intervalli di calibrazione sono stati ottenuti utilizzando dati, algoritmi e programmi di* STUIVER & REIMER *(1993). Gli intervalli cronologici riportati, opportunamente arrotondati, sono quelli risultanti dal calcolo con il "metodo dell'intercetta".*

insieme significativo, tanto per numero di sequenze analizzate che per distribuzione areale e pertanto la loro affidabilità è molto elevata tanto per precisione che per accuratezza.

Non può invece essere detto lo stesso per la recente estensione della calibrazione ad età ^{14}C convenzionali fino a ca. 20.000 anni BP. Ciò a causa delle accresciute incertezze derivanti tanto da un limitato numero di dati che dal fatto che alcuni di questi provengono dal confronto di serie di età ^{14}C convenzionali con quelle fornite dal metodo dell'U/Th (con tutta la serie di incertezze e convenzioni dei metodi di cronologia isotopica), anziché con dendrodate, le sole che, in principio, possono fornire età assolute.

Si ricorda infine che, mentre le età ^{14}C convenzionali debbono essere considerate con l'incertezza che le accompagna (indispensabile quando si voglia fare un confronto o una correlazione, che devono fondarsi sul criterio del ± 3σ), per quelle calibrate va considerato l'intero intervallo cronologico (che include il totale delle incertezze) e non il valore centrale di questo, dato che tutte le età comprese nell'intervallo sono statisticamente indistinguibili.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 121

PROGETTO CARG

VIII - TETTONICA

(M. E. Poli, S. Rogledi, A. Zanferrari)

Il complesso assetto strutturale dell'area che rientra nel Foglio "Udine" deriva da una successione di eventi tettonici polifasici, estensionali nel Mesozoico e contrazionali, secondo più direzioni di massima compressione, nel Cenozoico. Tutti questi eventi deformativi, all'attuale livello di osservazione delle relative strutture tettoniche, si sono esplicati nel campo della deformazione fragile.

Sulla base delle direzioni di massima compressione σ_1 (locale) (CAPUTO *et alii*, 2003) e facendo riferimento strettamente alle strutture presenti nell'area del Foglio e ai loro rapporti, si possono definire quattro fasi principali.

D_1) Fase estensionale tardo-cretacica, attivatasi nell'ambito della migrazione del sistema catena-avanfossa dinarico; ha originato le faglie normali immerse mediamente ad est che hanno determinato l'erosione tettonica dello *slope* e del margine orientale della Piattaforma Carbonatica Friulana (PCF).

D_2) Fase compressiva paleogenica (dinarica) con σ_1 orientato ENE-WSW; sono legati a questa fase i sovrascorrimenti a direzione NNW-SSE e vergenza WSW, che hanno costruito la catena Dinarica esterna.

D_3) Fase compressiva del Miocene superiore (neoalpina) con σ_1 che passa da NNW-SSE nel Tortoniano a NW-SE nel Messiniano (CAPUTO *et alii*, 2003); ha attivato i sovrascorrimenti a direzione media NE-SW e vergenza media a SE nel settore prealpino della catena Sudalpina orientale.

D_4) Fase compressiva del Pliocene-Quaternario (neoalpina). Nel settore friulano centrale risulta un σ_1 medio orientato circa N-S, che si scompone a ovest in (N)NW-(S)SE e ad est in NNE-SSW, come risulta sia da analisi mesostrutturali nell'area del Foglio (Fig. 41) e nell'area prealpina friulana (cfr. ZANFERRARI *et*

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 122

alii, in stampa/a) sia dai meccanismi focali della sismicità minore (BRESSAN *et alii*, 1998; 2003). Ciò è dovuto alla forma a cuneo dell'avampaese in sottoscorrimento verso nord sotto il fronte sudalpino orientale e svincolato a est dal sistema trascorrente destro di Idrija (Fig. 2).

Nelle fasi D_3 e D_4, che hanno portato alla costruzione dell'attuale catena Sudalpina orientale, i sovrascorrimenti neoalpini hanno deformato e molto spesso riutilizzato le strutture ereditate dalla tettogenesi dinarica di età paleogenica (Fig. 3); queste ultime, se non riutilizzate, nelle sezioni sismiche a riflessione industriali appaiono sigillate dalla successione del Miocene inferiore-medio *p.p.* del "Gruppo di Cavanella" (*sensu* AGIP).

Solo le strutture tettoniche presenti nei settori NE e NW del Foglio sono parzialmente affioranti e sono state quindi individuate, analizzate e descritte durante le attività di rilevamento.

Le faglie sepolte (= inattive) e quelle cieche (= in evoluzione) nella pianura, così come, in generale, tutte le caratteristiche geologiche, strutturali ed evolutive del sottosuolo della pianura friulana sono state individuate, analizzate e ricostruite per mezzo dello studio e dell'interpretazione delle sezioni sismiche a riflessione qui realizzate dall'AGIP e da altre Compagnie italiane e straniere, tarate con i *log* dei sondaggi profondi per esplorazione petrolifera: Gemona 1 e Terenzano 1, nel Foglio; nelle aree limitrofe: Lavariano 1, Cargnacco 1, Buttrio 1, San Pietro al Natisone 1 (o SPAN), Bernadia 1. Sono stati inoltre utilizzati sondaggi più superficiali (sondaggi CARG-FVG e OGS, pozzi profondi per acqua) e alcune sezioni sismiche a rifrazione, superficiali, dell'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste (OGS, 1972).

Tale base di dati ha permesso di costruire un'immagine 3D del sottosuolo sufficientemente dettagliata e quindi tale da definirne, o precisarne meglio, l'architettura e da chiarire i rapporti fra strutture dinariche e sudalpine e la relativa cinematica.

1. - UNITÀ TETTONICHE

Sulla base delle caratteristiche geometriche e cinematiche delle strutture, nell'area del Foglio sono state riconosciute quattro unità tettoniche ciascuna delle quali manifesta un comportamento sostanzialmente omogeneo al suo interno (Fig. 39).

Le unità tettoniche *Cividale del Friuli* (1) e *Bernadia* (2) sono caratterizzate da elementi strutturali riferibili principalmente all'evento deformativo dinarico paleogenico, con pieghe e sovrascorrimenti a direzione NNW-SSE e trasporto tettonico verso WSW. La deformazione neoalpina, pur presente e significativa, non ha modificato in modo drastico l'assetto strutturale originario.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 123

Fra le unità strutturali presenti, l'*unità di Sequals* (5) è la sola ad essere del tutto indipendente dalla tettogenesi dinarica: essa, infatti, presenta sovrascorrimenti pellicolari a medio-basso angolo con direzione ENE-WSW e trasporto tettonico mediamente verso SSE, che coinvolgono solo, o principalmente, i terreni miocenico-quaternari.

Al contrario, durante la loro strutturazione nelle fasi deformative miocenico-quaternarie sia l'*unità Buia-Tricesimo* (3) che quella *Udine–Medea* (4) sono a luoghi fortemente influenzate dagli elementi dinarici ereditati (v. Capitolo III).

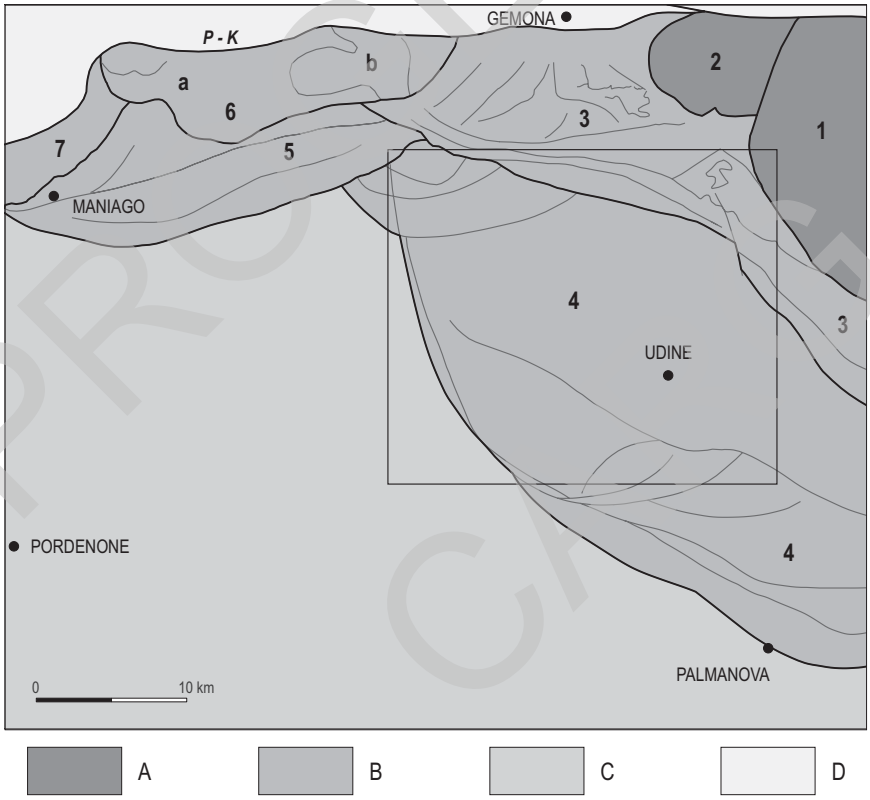


Fig. 39 - *Unità tettoniche del settore sud-orientale della catena Sudalpina orientale a sud dell'allineamento sovrascorrimento Periadriatico - s. Gemona-Kobarid (P-K). Legenda:* A: *unità a prevalente strutturazione dinarica paleogenica;* B: *unità a prevalente od esclusiva strutturazione neoalpina;* C: *avampaese pliocenico-quaternario;* D: *settore con unità non distinte. Unità tettoniche: 1) di Cividale del Friuli; 2) della Bernadia; 3) Buia-Tricesimo; 4) Udine-Medea; 5) di Sequals; 6) di Pielungo (*a*: sotto-unità del M. Ciaurléc;* b*: sotto-unità dell'Arzino); 7) del M. Jouf.*

PROGETTO CARTE

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 124

2. - STRUTTURE TETTONICHE

Di seguito sono descritte le caratteristiche geometriche e cinematiche delle maggiori strutture tettoniche definite e cartografate nel Foglio (Fig. 40). Seguendo la suddivisione fatta per le unità tettoniche, sono stati individuati due settori principali caratterizzati ciascuno dal prevalere della strutturazione dinarica oppure sudalpina.

2.1. - Settore a prevalente strutturazione dinarica

Comprende la zona collinare e montana fra Attimis, Savorgnano del Torre e Faedis. In esso sono presenti elementi che mantengono una forte impronta strutturale paleogenica, solo parzialmente modificata dalle successive fasi neogenico-quaternarie.

2.1.1. - *Anticlinale di Attimis (1)*

Nell'angolo NE affiora il fianco rovesciato di una macropiega a sviluppo plurichilometrico, che interessa tutta la fascia dei primi rilievi delle Prealpi Giulie a partire da Attimis fino a Cividale per proseguire poi fino ad Albana (F. 067 "Cividale del Friuli"). È la struttura più importante del settore, di origine dinarica, che si sviluppa prevalentemente nelle sequenze torbiditiche paleogeniche. La piega anticlinale ha un asse con direzione NW-SE e vergenza a SE; nei pressi di Attimis l'asse della piega subisce una progressiva rotazione e acquisisce dapprima direzione attorno a N-S e successivamente, proseguendo verso nord nell'area del Foglio 050 "M. Canin", assume direzione NE-SW.

Presso Attimis la rotazione dell'asse dell'anticlinale è accompagnata e favorita dall'attivazione di faglie minori subverticali a direzione variabile da ENE-WSW a WNW-ESE e movimento trascorrente rispettivamente destro e sinistro.

2.1.2. - *Faglia di Borgo Faris (2)*

Il fianco intermedio dell'originario sistema dell'anticlinale di Attimis e relativa sinclinale è stato quasi completamente eliso dalla faglia ad alto angolo di Borgo Faris che borda tutta la zona collinare da Faedis ad Attimis. Procedendo da SE a NW, essa presenta dapprima direzione NW-SE e immersione verso il quadrante orientale; poi, a partire dall'abitato di Attimis la superficie di faglia ruota fino ad assumere una direzione circa N-S e giacitura verticale.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 125

L'analisi mesostrutturale indica che questa faglia è stata attiva in tempi e con cinematiche diversi: nel campo di sforzi neogenico-quaternario, ha agito come faglia trascorrente dapprima sinistra (fase deformativa miocenica) e poi destra (fase deformativa plio-pleistocenica), come è dimostrato dagli indicatori cinematici, dai rapporti giaciturali delle rocce al tetto e al letto e dalle locali transpressioni destre W-vergenti (nella zona della chiesetta di S. Rocco).

2.1.3. - *Faglia del M. Felettis (3)*

È una faglia verticale con chiare evidenze di movimento sinistro, molto meglio rappresentata nel limitrofo Foglio 049 "Gemona del Friuli". Nei pressi di

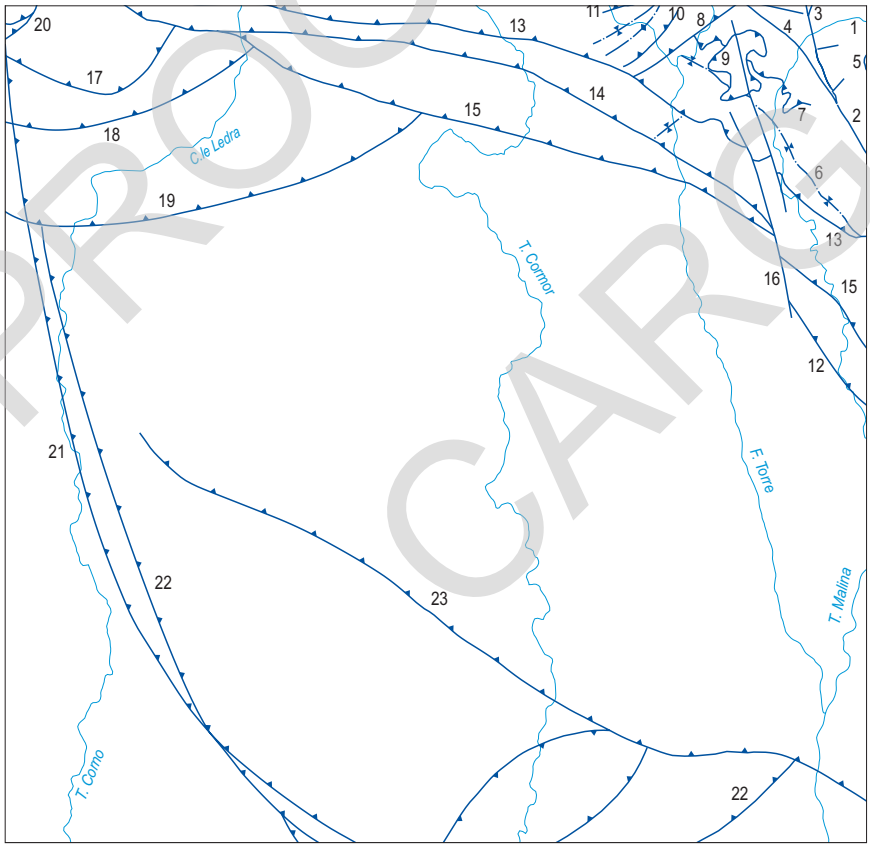


Fig. 40 - *Schema tettonico del Foglio 066 "Udine". I numeri indicano le strutture descritte nel testo.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 126

Attimis essa si unisce alla faglia di Borgo Faris dando luogo ad una zona transpressiva. Il movimento reciproco delle due faglie determina il ripiegamento degli strati appartenenti alle sequenze torbiditiche paleogeniche e la formazione di una piega antiforme con asse fortemente immerso a sud e con superficie assiale subverticale a direzione NNW-SSE.

2.1.4. - *Faglia di Passo di M. Croce (4)*

Si tratta di un fitto fascio di faglie verticali a direzione compresa fra N110°E e N120°E, che presentano chiare evidenze di trascorrenza destra. Si ritiene che la faglia di Passo di Monte Croce si unisca a quella di Borgo Faris al di sotto delle alluvioni del Torrente Malina, formando un fascio anastomosato di faglie trascorrenti destrorse.

2.1.5. - *Sovrascorrimento del M. Scalutta (5)*

In corrispondenza del M. Scalutta (q. 707: profilo geologico C-C'), un sovrascorrimento a basso angolo sovrappone una successione torbiditica diritta a inclinazione medio-bassa e immersione orientale, agli strati rovesciati della piega anticlinale di Attimis. Il mancato rinvenimento di indicatori cinematici impedisce di ricostruire l'evoluzione cinematica della faglia.

2.1.6. - *Sinclinale di M. Zuccoli Maggiore (6) e sovrascorrimento del rio Talmass (7)*

La piega sinclinale è asimmetrica SW-vergente con asse passante da N145°E a N120°E, sviluppata interamente nelle sequenze di SVO. Si estende con continuità dal rio Poiana nei pressi di Casa Roncali sino al T. Cornappo (Savorgnano del Torre). Il suo fianco superiore si presenta localmente rovesciato (cava a monte di Bellazoia) e tagliato da una faglia inversa a medio angolo (sovrascorrimento del Rio Talmass: 7), con direzione NW-SE e vergenza occidentale che si segue da Racchiuso fino al rio di casa Talmass e a case Tiralli.

2.2. - Settore a prevalente strutturazione neolpina

Comprende tutto il settore di alta pianura friulana compreso fra Tricesimo, San Daniele del Friuli, Basiliano e Buttrio, oltre a una parte del settore collinare nord-orientale. L'individuazione e la ricostruzione geometrica dei lineamenti che

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 127

lo caratterizzano è avvenuta principalmente attraverso l'analisi delle linee sismiche a riflessione industriali. Sono stati riconosciuti e ricostruiti, con vario grado di completezza, i seguenti lineamenti.

2.2.1. - *Sovrascorrimento di Nimis (8), lembi di ricoprimento di Punta Bellone (9), sovrascorrimento di Qualso Nuovo (10) e s. di Pradandons (11)*

Il primo corrisponde a una struttura in massima parte sepolta, che si sviluppa lungo la valle del T. Cornappo nel Foglio "Udine" e sul versante destro del Torrente Lagna nel F. 049 "Gemona del Friuli", con direzione media NE-SW e vergenza verso SE. Essa mette a contatto il fianco orientale dell'anticlinale SE-vergente dei Monti la Bernadia, nel blocco di tetto, con il fianco rovesciato a direzione attorno a NNE-SSW e vergenza occidentale dell'anticlinale di Attimis, in quello di letto.

La presenza di lembi alloctoni di SVO (= lembi di ricoprimento di Punta Bellone: 9; v. profilo geologico D-D'), poggianti su di un substrato sempre di SVO ma a strutturazione dinarica con andamenti strutturali quasi ortogonali, viene messo in relazione con la propagazione verso SE del fronte dell'unità di tetto del sovrascorrimento di Nimis.

Nel settore in riva destra del Torrente Torre a nord di Qualso il blocco di tetto del sovrascorrimento di Nimis è caratterizzato da una serie di strette pieghe sinclinali e anticlinali a vergenza SE, lunghezza d'onda ettometrica e direzione assiale attorno a N70°. Il sistema di pieghe evolve localmente in accavallamento (= sovrascorrimento di Qualso Nuovo: 10).

Tale assetto strutturale è evidente anche in tutto il versante sinistro del Torrente Torre: nella zona di Pradandons un altro accavallamento secondario - il *sovrascorrimento di Pradandons* (11) - accompagna il sistema di pieghe a direzione NE-SW che si sviluppa nei colli fra Tarcento e Nimis (F. 049 "Gemona del Friuli").

2.2.2. - *Sovrascorrimento di Povoletto (12)*

Si tratta di una faglia inversa dinarica a medio angolo con direzione NW-SE di età paleogenica, che nel Foglio è presente solo nel sottosuolo della pianura friulana orientale. Nelle sezioni sismiche a riflessione essa appare troncata e sigillata dalla base della successione miocenica del "Gruppo di Cavanella".

Nelle varie sezioni sismiche esaminate, le geometrie dei corpi torbiditici posti al letto e al tetto della faglia e le loro variazioni di spessore portano a ipotizzare che, nel campo di sforzi paleogenico, tale sovrascorrimento abbia invertito una preesistente struttura distensiva mesozoica posta nel settore orientale della PCF.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 128

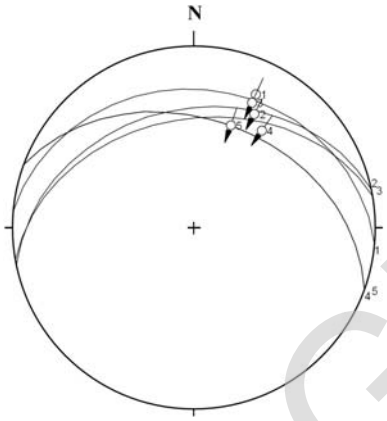


Fig. 41 - *Proiezione stereografica (reticolo di Wulff, emisfero inferiore) dei vettori di movimento raccolti in diverse stazioni di misura sulla faglia di Colle Villano. Asse di massimo raccorciamento (σ_1) = 197/10°; intermedio (σ_2) = 289/09°; minimo (σ_3) = 60/77°.*

2.2.3. - *Sistema strutturale Susans-Tricesimo*

Rappresenta l'elemento strutturale più importante presente nel settore settentrionale del Foglio "Udine" e costituisce, inoltre, la sorgente sismogenica cui viene associato il sisma del 6.5.1976 (GALADINI *et alii*, 2005). Il sistema, che borda la base dei primi rilievi collinari in questo settore e passa prevalentemente nella pianura, è formato da un fascio ravvicinato di faglie inverse a medio angolo con direzione media WNW-ESE e vergenza meridionale.

Da nord a sud vengono distinti il sovrascorrimento di Colle Villano, quello di Borgo Soima e quello Susans-Tricesimo *s.s.*

2.2.3.1. - Sovrascorrimento di Colle Villano (13)

Esso ha direzione N100°-110°E e vergenza meridionale (Fig. 41) e determina il sollevamento della successione torbiditica a formare i primi rilievi da Qualso a Faedis.

Nel vicino Foglio 067 "Cividale del Friuli" è responsabile della formazione dei rilievi di Colle Villano, come evidenziato dalla sismica a riflessione industriale e da alcune sezioni di sismica a rifrazione (OGS, 1972).

Nella porzione più occidentale la faglia corre all'interno delle sequenze torbiditiche affioranti nei colli di Savorgnano del Torre, per poi bordare la collina di Qualso Nuovo, dove taglia e bascula verso NE la strutture plicative a direzione N70° associate al sovrascorrimento di Qualso Nuovo (10). In affioramento determina una diffusa e minuta cataclasi del substrato. Alla sua attività più recente si ipotizza sia legata la contropendenza del terrazzo di Casali Roncali a NNW di Bellazoia (depositi UIN_{b2}).

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 129

2.2.3.2. - Sovrascorrimento di Borgo Soima (14)

È interamente cieco, si segue nelle sezioni sismiche da Ravosa a Casasola ed è responsabile dell'affioramento del substrato torbiditico in SVO a Borgo Soima. Presso Casasola si unisce al sovrascorrimento Susans-Tricesimo *s.s.* formando una struttura ad *horse*.

2.2.3.3. - Sovrascorrimento Susans-Tricesimo *s.s.* (15)

Corrisponde a parte del sovrascorrimento di Tricesimo di AMATO *et alii* (1976) ed è la struttura frontale del sistema: con l'ausilio delle linee sismiche si segue con continuità dall'abitato di Magredis fino alla zona di Susans, dove è in affioramento. Fa emergere un piccolo affioramento di *marne e arenarie di Savorgnano* a Vergnacco; è responsabile del sollevamento fino quasi in superficie del substrato torbiditico nei dintorni di Casali Benedetti.

In profondità le sue caratteristiche geometriche sono state definite per mezzo dell'analisi delle linee sismiche a riflessione. Nella zona frontale esso presenta un rigetto verticale minimo di 1,2 s (corrispondenti a circa 1,5-2 km) del tetto del "Gruppo di Cavanella". È anche evidente la deformazione della base del Quaternario: in particolare, presso Casali Benedetti (profilo geologico B-B') la faglia pone a contatto le successioni ypresiane di SVO con i conglomerati del SF.

A nord di Susans (Foglio 049 "Gemona del Friuli") il rigetto principale sembra trasferirsi alla faglia di Colle Villano: lungo la dorsale del colle di Susans, infatti, la faglia in oggetto sovrappone i conglomerati del MON_3 su se stessi. Nella porzione orientale, il sistema ruota fino ad assumere direzione N135°; la rotazione è accompagnata dalla formazione di un sistema di *faglie trascorrenti destrorse* (16), osservate in affioramento, che ne interrompono la continuità laterale. Presso Povoletto il sovrascorrimento Susans-Tricesimo si sviluppa nell'unità di tetto di quello di Povoletto: in questo settore esso piega verso l'alto e rigetta il "Gruppo di Cavanella", il cui tetto è posto a 0,5 s dal l.m.

2.2.4. - *Sovrascorrimento di S. Tomaso (17)*

Rappresenta uno *splay* frontale cieco del sovrascorrimento Susans-Tricesimo e sovrappone i termini più recenti del *conglomerato del Montello* alle sequenze plio-quaternarie del *supersintema del Friuli*. Il posizionamento del tratto centrale della sua *tip line* deriva da indagini di sismica a rifrazione eseguita nei dintorni di S. Tomaso e Comerzo (COMUNE DI MAIANO, 1979), che evidenzia un salto nel substrato sismico sub-superficiale di circa 15-20 metri.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 130

Dall'interpretazione delle sezioni sismiche industriali la traccia della *tip line* presenta un andamento arcuato.

2.2.5. - *Sovrascorrimento di Majano (18)*

Si tratta di una faglia cieca a basso-medio angolo con vergenza meridionale ed andamento arcuato in pianta: si chiude lateralmente ad occidente nei pressi di Ragogna al di sotto del sovrascorrimento Arba-Ragogna e ad oriente nella zona di Colloredo di Monte Albano al di sotto di quello Susans-Tricesimo. In profondità taglia e rigetta le successioni tortoniano-messiniana e plio-quaternaria, formando una blanda anticlinale di rampa frontale. In superficie la zona di cresta della piega porta in affioramento conglomerati del *supersintema del Friuli* (SF_{XI}, Fig. 19) presso il Lago di Ragogna.

2.2.6. - *Sovrascorrimento di S. Daniele (19)*

Rappresenta la struttura più importante del sistema rappresentato nel profilo geologico A-A'. È un sovrascorrimento cieco a medio angolo che si radica nel sistema Susans-Tricesimo e si scolla entro la *marna di Tarzo* (situazione comune nel fronte affiorante nel contiguo Foglio "Maniago": ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a), la quale risulta anche ulteriormente scagliata. La faglia sovrascorre inoltre un grosso *duplex* intercettato dal pozzo Gemona 1, che a sua volta si muove su una superficie che in sismica non è ben definibile, all'interno delle unità del Miocene superiore (forse in *flat* tra l'*arenaria di Vittorio Veneto* e la base del *conglomerato del Montello*).

All'interno della successione pliocenico-quaternaria anche la faglia di S. Daniele ha un immagine sismica poco evidente e potrebbe acquisire una geometria in *flat*. L'andamento della faglia è stato determinato su varie sezioni sismiche a riflessione e si estende da Pinzano al Tagliamento fino a Vendoglio con un andamento planimetrico arcuato.

2.2.7. - *Sovrascorrimento Arba-Ragogna (20)*

Si tratta di un sovrascorrimento in massima parte cieco, SSE-vergente e a direzione media ENE-WSW, che accavalla le successioni del *conglomerato del Montello* su successioni quaternarie. Sviluppato prevalentemente nel Foglio "Maniago", affiora solo per pochi km nei fogli "Udine" e "Gemona del Friuli", dove risulta essere tagliato dalla rampa obliqua del sovrascorrimento Susans-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 131

Tricesimo. Nella zona di Pinzano la faglia mostra importanti evidenze di attività nel Pleistocene superiore - Olocene (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a), da cui si ricava una velocità media di sollevamento di circa 0,18 mm/a per l'intervallo LGM-Attuale.

2.2.8. - *Sovrascorrimento di Palmanova (21)*

Segnalato per la prima volta da AMATO *et alii* (1976), rappresenta il fronte della catena Dinarica a sovrascorrimenti di età paleogenica, attualmente sepolto al di sotto dei terreni miocenico-quaternari. L'analisi delle linee sismiche a riflessione della pianura friulana ha consentito di ricostruire la geometria sepolta di questa faglia che nella zona di catena è incorporata all'interno delle unità alloctone neoalpine.

La *tip line* presenta andamento medio NNW-SSE, il trasporto è da ENE verso WSW. La superficie di scollamento è localizzata sulle sequenze del Carnico (*unconformity* carnica) (Fig. 3) da dove con geometria *ramp-flat* risale formando una ripida rampa con vergenza occidentale. Nella zona compresa fra Pinzano e Mereto di Tomba la faglia presenta un rigetto verticale sul *top* della piattaforma carbonatica mesozoica di circa 0,5 secondi (≈ 1,5 km). La faglia è troncata e sigillata dal "Gruppo di Cavanella", che viene solo blandamente arcuato a seguito delle successive compressioni neoalpine.

Più a sud, nel contiguo Foglio 087 "Palmanova", dalla superficie basale del sovrascorrimento di Palmanova si diparte una serie di *splay* a medio-alto angolo (sovrascorrimenti di Colle dei Lupi, di Medea e di Romans d'Isonzo) che salgono verso la superficie riutilizzando in parte, come rampa frontale, quella laterale paleogenica (Fig. 3).

2.2.9. - *Sovrascorrimento di Pozzuolo del Friuli (22)*

È sempre cieco e presenta forma arcuata con trasporto verso meridione; in superficie la direzione della traccia della faglia passa da NW-SE nella zona settentrionale (Mereto di Tomba) a WNW-ESE in quella meridionale (Pozzuolo).

In superficie, in una fascia compresa fra Mereto di Tomba e Basiliano, situata in corrispondenza della rampa obliqua della faglia, i depositi sin-LGM risultano debolmente deformati. Da qui a Pozzuolo del Friuli (appena fuori Foglio), in corrispondenza della rampa frontale le evidenze di deformazioni superficiali diventano assai pronunciate ed essa dà origine ai colli isolati di Variano, Orgnano, Carpeneto e Pozzuolo, dove affiorano rispettivamente i con-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 132

glomerati SF_{III}, SF_{IV}, SF_V e SF_{VI} (Fig. 19) del *supersintema del Friuli* circondati da depositi del LGM dei subsintemi *di Canodusso* e *di Remanzacco*.

In profondità, l'analisi delle sezioni sismiche ha permesso di avere una rappresentazione tridimensionale della superficie di movimento, che diventa via via più superficiale procedendo dalla pianura posta a ridosso dei primi rilievi collinari verso meridione. In corrispondenza di Pozzuolo, dove la superficie di faglia è situata a circa 1,5 km di profondità, essa è accompagnata da alcuni *splay* ravvicinati e da un retroscorrimento di limitata estensione. La sua rampa frontale principale taglia la piattaforma carbonatica (massimo rigetto verticale del suo tetto: circa 600 m) e il flysch eocenico, e poi, con rigetti decisamente inferiori, il "Gruppo di Cavanella" (di cui viene portato in affioramento il *top* lungo l'alveo del Torrente Cormor presso Pozzuolo) e *l'arenaria di Vittorio Veneto* del Tortoniano, che nel vicino pozzo del Bosco (v. profilo geologico F-F') è stata incontrata a 54 m di profondità dal p.c. (VENTURINI S., 1987).

2.2.10. - *Sovrascorrimento Udine-Buttrio (23)*

Presenta direzione WNW-ESE e andamento relativamente rettilineo. La superficie di faglia, sempre cieca, corre in *flat* a basso angolo tra carbonati di piattaforma e torbiditi paleocenico-eoceniche, innalzandosi con una breve rampa frontale nella zona di Udine. L'anticlinale di rampa frontale determina un inarcamento dei terreni neogenico-quaternari che porta in affioramento, circondati dai depositi sin-LGM della pianura, i conglomerati dell'SF_{VIII} di Pasian di Prato e quelli del SF_{II} del colle di Udine, nonché i depositi del SF_{VII} e del SF_{IX} della città di Udine stessa (Fig. 19).

A SW e a SSW di Udine, in corrispondenza della *tip line* della faglia si osserva una scarpata di circa 4 m di altezza massima e lunga oltre 6 km nei depositi SPB_3 e SPB_4 del LGM. La scarpata scompare a sud e a SE di Udine nella fascia di divagazione del Torrente Torre, ma riprende con maggior altezza al limite orientale del Foglio, dove vengono in affioramento i conglomerati del SF_I (Fig. 19) del colle di Buttrio.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 133

PROGETTO CARG

IX - SISMICITÀ

(M.E. Poli)

La regione friulana rappresenta il settore sismicamente più attivo in tutta l'Italia settentrionale. La sismicità 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 veneta orientale e friulana (Fig. 2).

Di conseguenza la sismicità è distribuita prevalentemente lungo la fascia prealpina carnico-giulia e decresce in modo vistoso sia nell'avampaese che verso la zona di catena interna.

Un rilevante contributo alla pericolosità sismica del Friuli deriva anche dall'attività sismica delle aree limitrofe, quali la Slovenia occidentale e il Veneto orientale.

Secondo la recente zonazione sismotettonica proposta dal Gruppo di Lavoro dell'INGV (MELETTI & VALENSISE (Eds.), 2004) solo l'area più settentrionale del Foglio ricade all'interno della zona sismogenica 905, che nel suo complesso comprende tutta la fascia prealpina veneto-friulana dalla faglia Schio-Vicenza fino al settore confinario italo-sloveno.

Questa zona sostanzialmente ricalca quelle corrispondenti della più datata zonazione ZS4 (SCANDONE & STUCCHI, 2000), abolendo però le "zone di svincolo o di trasferimento". In conclusione, la zona 905 viene ad essere caratterizzata da un sistema continuo di sovrascorrimenti e al suo interno la distinzione delle varie zone proposte è unicamente suggerita dalla distribuzione della sismicità.

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 134

1. - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE

Secondo i cataloghi CFTI (BOSCHI *et alii*, 1995; 1997) e DOM 4.1 (MONACHESI & STUCCHI, 1998) e NT4.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1998), l'area compresa nel Foglio mostra una sismicità storica pressoché nulla: i maggiori risentimenti sono infatti legati a terremoti i cui epicentri sono localizzati nella fascia prealpina e montana circostante (Fig. 42).

Gravi danni sono segnalati nella zona di Udine in seguito al terremoto del 25 gennaio 1348 (Imax = IX, zona epicentrale localizzata in Carinzia o, secondo HAMMERL (1994), in Carnia). Secondo BOSCHI *et alii* (1995) questo terremoto fu avvertito in una vastissima area che abbraccia tutta l'Italia NE, l'Austria e la Baviera. L'area dei massimi effetti è stata localizzata fra la Carinzia e il Friuli e comprendeva i centri fortificati posti sui rilievi lungo le valli dei fiumi Drau (Drava) e Gail in Carinzia, i castelli friulani prospicienti il Fiume

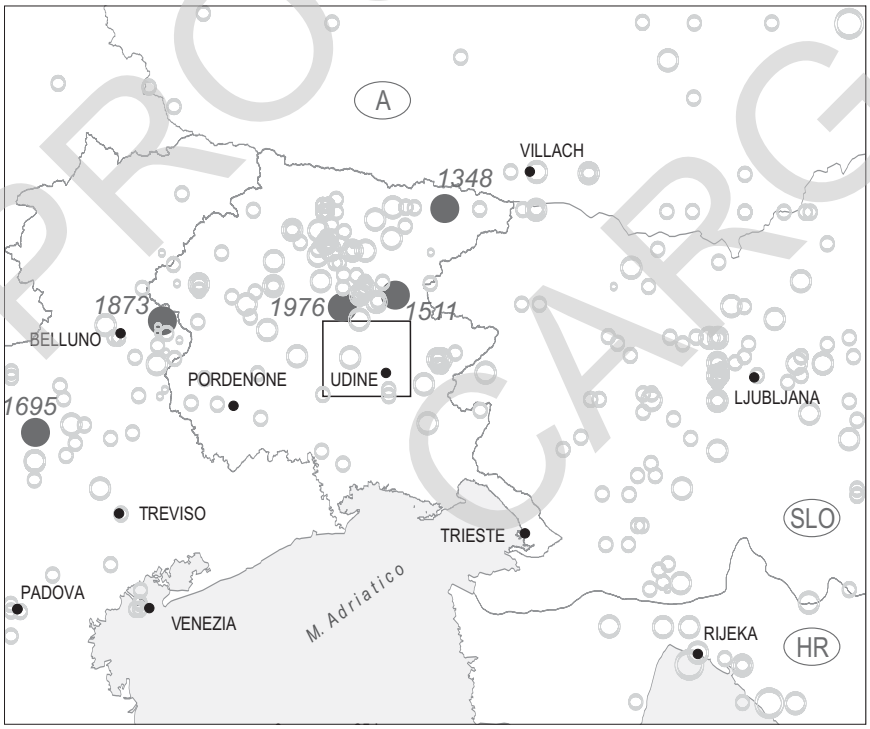


Fig. 42 - *Localizzazioni epicentrali dei terremoti storici avvenuti fra il Veneto orientale e la Slovenia occidentale, tratti dal Catalogo NT4.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1998). I cerchi pieni rappresentano i terremoti con Io≥ 9.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 135

Tagliamento e numerose città della regione fra cui Udine, Cividale, Gorizia, Aquileia e Trieste.

Il terremoto del 1511 (loc. epicentrale Slovenia occidentale (?), Imax = X), che danneggiò fortemente località slovene quali Idrija, Tolmin e Bled fino a Ljubljana, ma anche quelle di Gemona, Cividale e Trieste nel Friuli Venezia Giulia, causò gravi danni anche alla città di Udine (Imax = VIII MCS) provocando fra l'altro il crollo parziale del castello.

Non sono riportati invece risentimenti nella zona di Udine in seguito al terremoto del 23 aprile 1279 (Imax = VIII) che colpì invece duramente Aquileia e Cividale e fu avvertito distintamente fino a Venezia.

Da ricordare inoltre i terremoti del 29 giugno 1873 (Belluno-Alpago, Imax = IX-X MCS) e del 18 ottobre 1936 (Alpago-Cansiglio, IX MCS), che pur avendo epicentro nell'area veneta orientale provocarono un ampio risentimento in tutta l'area friulana occidentale.

Infine, il 6 maggio 1976 un terremoto di Imax = X (magnitudo locale: 6.4) colpì disastrosamente la regione friulana centrale, causando quasi un migliaio di vittime, danni gravissimi al tessuto socio-economico friulano ed interessando una area vastissima dell'Italia settentrionale. A Udine, in particolare, la scossa del 6 maggio provocò due vittime e danneggiò gravemente circa un centinaio di case. Il campanile della chiesa di S. Maria di Castello e il campanile della chiesa del Redentore subirono danni nella parte superiore, così come, di nuovo, il Castello ricostruito dopo il sisma del 1511.

L'evento del 6 maggio fu seguito da una lunga serie di repliche anche di forte intensità: in particolare, l'11 e il 15 settembre 1976 due terremoti rispettivamente di magnitudo 5.6 e 6.1 causarono ulteriori danni e vittime soprattutto nell'area del Gemonese. A Udine le scosse dell'11 settembre causarono la caduta di alcuni cornicioni e calcinacci e l'apertura di nuove fenditure nei muri degli edifici già lesionati; il 15 settembre, la nuova scossa lesionò gravemente il palazzo della Provincia.

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 di Ricerche Sismologiche di Udine (CRS-INOGS: http://www.crs.inogs.it). Progressivamente ampliata e potenziata nel tempo, è composta attualmente da 15 stazioni ubicate prevalentemente nell'area montana e pedemontana del Friuli, cui si affiancano le stazioni della Rete Sismometrica del Veneto.

La necessità di un rapido scambio di informazioni sismologiche fra diverse istituzioni che operano in un'area sismicamente attiva, ha reso necessaria la

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 136

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.

Nell'intervallo di tempo compreso fra il 1977 e il 2005 la sismicità registrata dalla RSFVG (Fig. 43) mostra nell'area del Foglio pochi eventi significativi. Solo alcuni terremoti presentano una magnitudo compresa fra 3.0 e 4.0. Questi ultimi hanno un meccanismo focale distensivo puro con piano a direzione WSW-ENE (terremoto di Tricesimo del 22 luglio 1993 con Ml = 3.3) oppure transtensivo (terremoti di Tricesimo del 23 luglio 1993, con Ml = 3.6, e di S. Daniele del 13 settembre 1976, con Ml = 3.9) (Fig. 44).

La localizzazione ipocentrale, con profondità attorno a 8-11 km, li pone nell'avampaese al di sotto delle principali strutture di accavallamento del fronte sudalpino. Questo fatto ed il tipo di meccanismo evidenziano un'attività deformativa sostanzialmente distensiva nell'avampaese, legata al suo sottoscorrimento verso settentrione e alla sua flessurazione sotto il carico della catena Sudalpina in crescita.

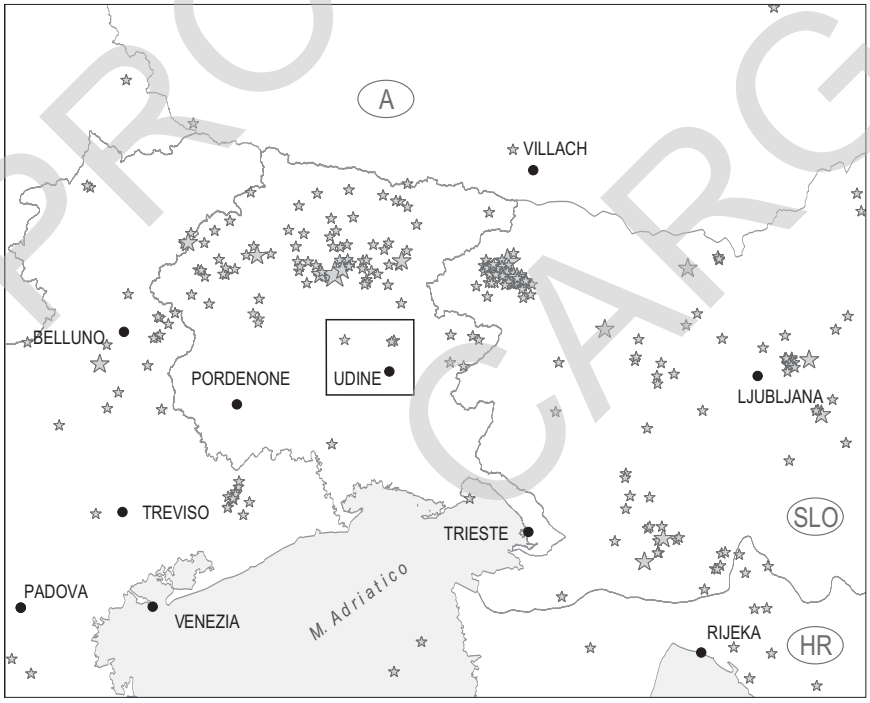


Fig. 43 - *Epicentri dei terremoti con magnitudo locale uguale o superiore a 3 registrati dalla Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia nell'area compresa fra il Veneto orientale e la Slovenia occidentale nell'intervallo 1977-2003. La grandezza delle stelle è proporzionale alla magnitudo.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 137

3. - STRUTTURE SISMOGENICHE

Strutture sismogeniche in grado di produrre eventi potenzialmente distruttivi ($M \geq 6.0$) sono localizzate solo ai margini del Foglio (GALADINI *et alii*, 2005). Ricordiamo all'estremità settentrionale il sovrascorrimento Susans-Tricesimo, che dalla maggior parte degli Autori viene ritenuto essere la struttura sismogenica responsabile del terremoto del Friuli del 6.5.1976 (AUDIA *et alii*, 2000; PERUZZA *et alii*, 2002; POLI *et alii*, 2002; GALADINI *et alii*, 2005).

Un'altra struttura potenzialmente responsabile di forti terremoti, ma apparentemente silente, è il sovrascorrimento Arba-Ragogna presente all'estremità nord-occidentale del Foglio (v. Fig. 40) e che si sviluppa in massima parte nel Foglio "Maniago" (ZANFERRARI *et alii*, in stampa/a).

Poco a sud del margine meridionale del Foglio è ubicato il sovrascorrimento di Medea, che GALADINI *et alii* (2005) considerano una struttura capace di generare terremoti distruttivi (terremoto del 1279 di Cividale-Aquileia ?).

Da ricordare, infine, che tutte le sorgenti sismogeniche potenzialmente capaci di dare terremoti al di sopra della soglia di $M \geq 5.5$ sono state inserite nel *data base* DISS, reperibile al sito dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia: http://www.ingv.it/DISS/.

4. - 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 della Regione Autonoma Friuli Venezia

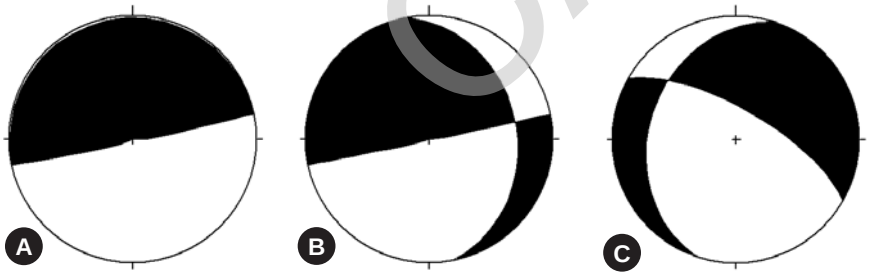


Fig. 44 - *Meccanismi focali di terremoti significativi con epicentro ubicato nell'area del Foglio, registrati durante il periodo 1976-2003. a) terremoto di Tricesimo del 22.07.1993, Ml = 3.3, profondità circa 11 km; b) terremoto di Tricesimo del 23.07.1993, Ml = 3.6, profondità circa 10 km; c) terremoto di San Daniele del Friuli del 13.09.1976, Ml = 3.9, profondità circa 8 km.*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 138

Giulia ha provveduto a formare un elenco dei Comuni riclassificati secondo i nuovi criteri ed ha aggiornato la mappa sismica regionale (sito reperibile alla pagina: http://www.regione.fvg.it/edilizia/allegati/SISMICHE_1_200.jpg).

Quasi tutti i Comuni presenti nel Foglio "Udine" ricadono nella seconda classe sismica. Fanno eccezione i settori meridionali di quelli presenti all'estremità settentrionale del Foglio (Nimis, Tarcento, Buia, Treppo Grande, Magnano in Riviera, Majano e Ragogna), che sono invece inseriti in prima classe.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.55 Pagina 139

PROGETTO SAEG

X - GEOLOGIA DELLA CITTÀ DI UDINE

(R. Avigliano)

Lo studio dell'area urbanizzata ha richiesto metodi sensibilmente diversi da quelli adottati nel resto del Foglio sia per le complessità geologiche e geomorfologiche che caratterizzano il nucleo cittadino sia per il tipo di dati ed osservazioni disponibili. Infatti, mentre da un lato la densità di dati geologici di sottosuolo (sondaggi, pozzi per acqua, resoconti di scavi) per unità di superficie è decisamente superiore rispetto altrove, dall'altro le opere di urbanizzazione hanno gradualmente e irreversibilmente alterato la morfologia originaria dei luoghi e compromesso la possibilità di osservazione di sezioni naturali dei terreni superficiali e dei relativi suoli.

Il nucleo cittadino risulta essere stato abitato almeno a partire dall'età del Bronzo (VITRI *et alii*, 1991). Resti protostorici in parte riferibili all'età del Bronzo media-recente sono stati individuati sia sulla sommità del colle di Udine (A in Fig. 45) e sulle sue pendici sud-orientali (via Manin) sia alla base del colle, internamente ed esternamente alla zona del castelliere supposto da TELLINI (1900).

L'assetto geomorfologico generale dell'area urbanizzata ed i rapporti tra questa e l'assetto della pianura circostante sono stati studiati attraverso l'analisi dell'andamento topografico ricostruito utilizzando punti quotati, selezionati sulle CTRN 1:5.000, punti ritenuti rappresentativi della superficie topografica originaria anche sulla base di documenti e di rappresentazioni del territorio storici (relazioni, mappe, iconografie, varie edizioni di foto aeree), di dati archeologici e pedologici e di studi e relazioni di Autori diversi.

La Fig. 45 mostra che i gradienti della superficie topografica in cui ricade la parte esterna e più recente della città sono in continuità con quelli del *sandur*

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 140

proglaciale, rielaborato dagli scaricatori tardoglaciali del torrenti Cormor e Torre, i cui depositi fanno parte del *subsintema di Remanzacco* (Cap. V; Fig. 1 f.t., fase 4).

Diversamente, il nucleo antico della città è posto in corrispondenza di superfici rilevate che non sono state interessate da sedimentazione durante il LGM e le fasi successive: si tratta del già citato colle di Udine (quota massima 141 m s.l.m.) e del "terrazzo di Udine" (C in Fig. 45). Quest'ultimo corrisponde a una superficie presente a sud del margine meridionale del colle e debolmente rilevata rispetto a quelle adiacenti. Un'altra anomalia morfologica molto evidente del centro cittadino è rappresentata dalla depressione di Piazza I Maggio (B in Fig. 45), la cui quota minima supera di poco i 106 m s.l.m.

I depositi più recenti su cui è stato edificato il centro cittadino sono costituiti da ghiaie fluviali e fluvioglaciali mediamente classate con matrice sabbioso-limosa, i cui bacini di provenienza sono quelli del F. Tagliamento e, limitata-

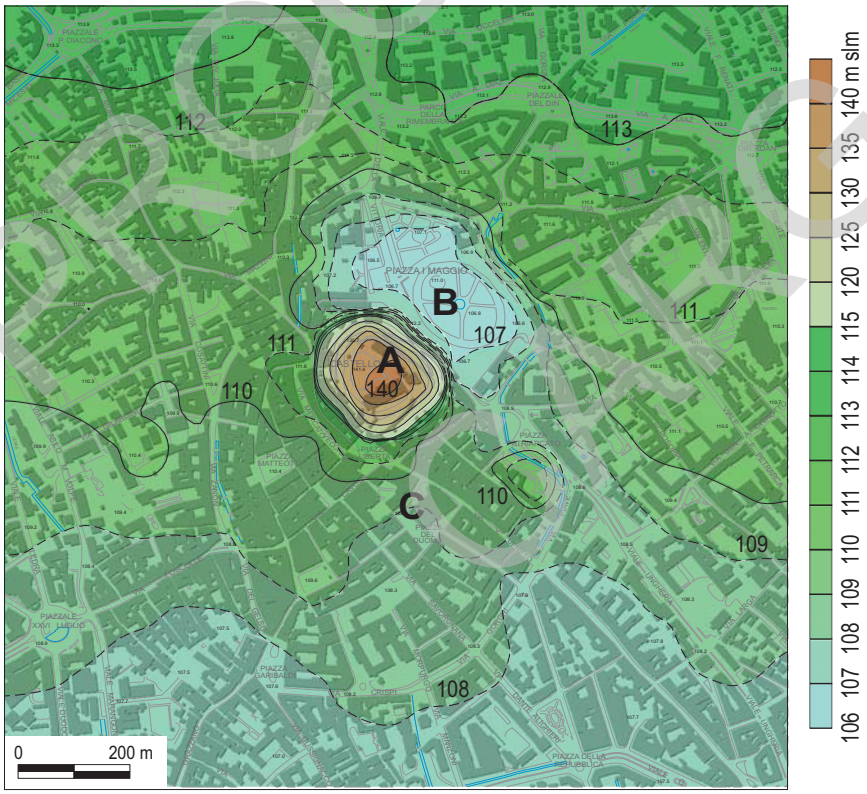


Fig. 45 - *Rappresentazione a isoipse con tinte isometriche dell'andamento della superficie topografica del centro di Udine (DTM con maglia 50 x 50).*

PROGETTO

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 141

mente ad alcuni settori della parte orientale della città, del T. Torre. La loro sedimentazione è avvenuta durante le fasi finali del LGM. Il grado di alterazione dei suoli è confrontabile con quello generale che si riscontra nell'alta pianura orientale formatasi tra la fine del Pleistocene e l'Olocene. Questi depositi si sovrappongono a depositi più grossolani attribuiti alla fasi di massima avanzata del ghiacciaio durante il LGM (subsintemi *di Canodusso* e *di Santa Margherita*), i quali, soprattutto nella parte settentrionale della città, contengono massi di dimensioni metriche, la cui origine è discussa nel Cap. IV.

I rilievi del colle e del "terrazzo di Udine" sono modellati in depositi pre-LGM appartenenti al *supersintema del Friuli* (rispettivamente SF_{VII} e SF_{IX} in Fig. 19; descritti nel Cap. V), significativamente più antichi rispetto a quelli del SPB_4 adiacenti. Tali anomalie morfologiche della pianura udinese, ubicate nella zona di cresta dell'anticlinale di rampa frontale del sovrascorrimento di

Fig. 46 - *Rappresentazione a isoipse (in metri sul l.m.) del tetto dei depositi cementati nel sottosuolo di Udine, dedotto dalle stratigrafie dei pozzi per acqua e dei sondaggi indicati.*

PROGETTO

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 142

Udine, sono messe in relazione all'attività recente ed attuale di quest'ultimo.

In questo contesto la depressione di Piazza I Maggio non risulta molto chiara: Tellini (1900) ne riconduce la presenza a particolari condizioni idrauliche, Feruglio (1921) la ritiene artificiale, Martinis (1953) non ne spiega l'origine, ma la ritiene solo parzialmente artificiale. Le prime notizie sulla presenza di un bacino lacustre alimentato dalla roggia di Palma risalgono al 1171. In più occasioni, a partire dal XIII secolo, il ristagno d'acqua fu bonificato per motivi igienici (MARTINIS, 1953). Verso il margine occidentale della depressione di Piazza I Maggio, in alcuni scavi recenti sono stati esposti ad una profondità di circa 2 m dal p.c. conglomerati ben cementati (SF_{II}), sulla cui parte più superficiale erano conservate ridotte tasche di suolo bruno con caratteristiche analoghe alla matrice del "*diamicton* di Udine" (SF_{IX}). I conglomerati erano coperti da un deposito di spessore metrico di limi sabbiosi molto organici, massivi, contenenti numerosi frammenti di laterizi, deposito ricollegabile alla fase in cui la depressione era occupata dallo specchio d'acqua.

La profondità dal p.c. alla quale compaiono ghiaie più o meno cementate (andamento del loro tetto in Fig. 46) è variabile e di regola non supera la decina di metri. A causa della loro omogeneità tessiturale e litologica, permangono molte incertezze sull'attribuzione stratigrafica. infatti, è pressoché impossibile stabilire se i primi depositi cementati segnalati nei sondaggi e nelle stratigrafie dei pozzi appartengano al *supersintema del Friuli* o ad unità più recenti.

Viceversa, per i conglomerati caratterizzati da un buon grado di cementazione, genericamente attribuibili al *supersintema del Friuli*, è difficile comprendere in quale rapporto siano con i conglomerati affioranti sulla superficie (SF_{II}, SF_{VIII}). Nella zona del terrazzo di Udine conglomerati analoghi sono stati raggiunti alla base del "*diamicton* di Udine" (SF_{IX}).

La situazione riscontrata lascia supporre che nella depressione di Piazza I Maggio fossero originariamente presenti depositi alterati del SF_{IX}, poi asportati pressoché totalmente, e quindi si confermerebbe che la depressione sia almeno in parte artificiale.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 143

PROGETTO CARG

XI - GEOLOGIA TECNICA

(R. Avigliano)

1. - FRANE E PROPENSIONE AL DISSESTO

Oltre il 70% del territorio coperto dal Foglio "Udine" ricade in zone di pianura, non soggette a dissesti per frana, se non all'interno degli alvei dei torrenti Torre e Cormòr. Sulla restante parte del territorio, costituita da rilievi di diversa natura geologica, la propensione al dissesto varia e sono distinguibili tre ambiti territoriali principali, differenziati in base alle litologie delle rocce e dei terreni che costituiscono i rilievi, all'assetto strutturale, alle condizioni idrogeologiche, alla morfologia ed alle modalità di utilizzo del suolo. Due ambiti riguardano le aree di affioramento delle due formazioni torbiditiche distinte nel Foglio, il terzo riguarda i depositi sciolti dell'anfiteatro morenico.

Le caratteristiche del settore in cui affiorano i termini conglomeratici della successione miocenica non sono state descritte, per la scarsa propensione al dissesto che si manifesta in queste litologie e per la loro limitata estensione.

1.1 - Ambito delle marne e arenarie di Savorgnano (SVO)

Aspetti geologici generali. Le rocce di tale ambito corrispondono a torbiditi caratterizzate da un alternanza di marne e arenarie a stratificazione netta con spessore degli strati da centimetrico-decimetrico fino a metrico. Il rapporto arenaria/marna all'interno della formazione è mutevole, le rocce sono variamente deformate e in particolare lungo le principali strutture tettoniche si possono pre-

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 144

sentare minutamente fratturate. I processi legati alla pedogenesi alterano velocemente soprattutto la frazione marnosa, determinando la formazione di coltri eluviali ed eluvio-colluviali caratterizzate da uno scheletro solido eterometrico accompagnato ad abbondante matrice limoso-argillosa.

La frazione pelitica delle coperture eluvio-colluviali viene facilmente trasportata in profondità dalle acque di percolazione e costituisce il riempimento delle fratture dell'orizzonte regolitico che di solito è presente nella parte superficiale di SVO.

Aspetti geomorfologici e idrogeologici. La fascia dei rilievi collinari in cui affiorano le *marne e arenarie di Savorgnano* vede la sua massima elevazione nel Monte Lis Passarutis (402 m s.l.m.). Il reticolo idrografico, che si presenta fitto e con un discreto grado di gerarchizzazione, è costituito da una serie di corsi d'acqua provenienti dall'area orientale, in cui affluiscono i corsi d'acqua effimeri che si originano nell'area collinare. I bacini di questi ultimi sono caratterizzati da un reticolo idrografico costituito da solchi di ruscellamento e vallecole con fondo a V, disposti secondo *pattern* di tipo dendritico, nei quali si concentrano ben presto il ruscellamento superficiale e il deflusso ipodermico che avvengono lungo i versanti in occasione di abbondanti precipitazioni.

Le rocce integre sono fondamentalmente impermeabili e la circolazione idrica sotterranea avviene attraverso le discontinuità presenti nell'ammasso roccioso (giunti di stratificazione, sistemi di frattura, ecc.) mentre il deflusso ipodermico avviene attraverso le porosità dei depositi di copertura e del regolite.

Uso del suolo. Le colline tra Nimis e Faedis sono scarsamente antropizzate, la loro superficie è lasciata prevalentemente a bosco di latifoglie, anche se vaste superfici sono state terrazzate e coltivate a vigneto, soprattutto nella zona di Savorgnano del Torre; l'utilizzo a pascolo è marginale.

Tipologia del dissesto. In relazione all'assetto idrogeologico superficiale e profondo, ai caratteri litologici e strutturali e ad altri fattori predisponenti, tra cui non sono trascurabili quelli antropici (costruzione di strade, migliorie agrarie, ecc.), tendono a verificarsi i seguenti tipi di dissesto.

- Nelle rocce del substrato torbiditico, soprattutto in quelle dove prevale la frazione marnosa, in condizioni idrogeologiche sfavorevoli è comune la formazione di scorrimenti rotazionali e traslativi di piccole e medie dimensioni. Crolli, ribaltamenti e scivolamenti di blocchi isolati avvengono tipicamente nelle rocce di SVO, quando sono presenti arenarie in grossi banchi; questi tipi di frana sono comuni lungo i corsi d'acqua, all'interno delle vallecole ed in corrispondenza di tagli stradali.
- Nelle coperture eluvio-colluviali, dove il grado di plasticità della matrice

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 145

limoso-argillosa varia notevolmente in dipendenza del suo contenuto in acqua, sono invece frequenti colamenti di piccole dimensioni.

1.2. - Ambito del flysch del Grivò (GRI)

Aspetti geologici generali. Si tratta di un'unità complessa in cui sono state distinte 4 litofacies principali (GRI_{a-d}) descritte nel Capitolo V. In questa formazione sono modellati i rilievi con le maggiori elevazioni e pendenze del Foglio: il Monte Scalutta, 707 m s.l.m., è la maggiore. Tuttavia la densità di frane nell'ambito del GRI è inferiore a quella che si riscontra nell'ambito di SVO. La diversa propensione al dissesto tra gli ambiti delle due unità torbiditiche nel Foglio "Udine" è dovuta a due fattori principali.

1) Nel GRI le rocce deboli marnose e marnoso-arenacee sono intercalate a livelli con spessori anche pluridecamentrici di rocce competenti (i "megabanchi" costituiti da brecce, calciruditi, calcareniti delle litofacies GRI_a e GRI_b).

2) L'assetto strutturale conferisce al GRI una giacitura degli strati mediamente subverticale (cfr. profilo geologico C-C'). Questa disposizione dei giunti di stratificazione in linea di massima si può definire favorevole alla stabilità, anche se quest'ultima resta in relazione con la disposizione del versante, con il grado di suddivisione dell'ammasso roccioso e con le condizioni idrogeologiche.

Il regolite che si forma a spese delle rocce competenti è costituito da un ammasso roccioso con un grado di suddivisione che potrà essere variabile nello spazio a seconda delle condizioni al contorno (litologia, *stress* tensionali, idrogeologia, vegetazione, ecc.); i singoli elementi rocciosi hanno dimensioni da decimetriche a plurimetriche. Una volta svincolati dall'ammasso roccioso, questi elementi potranno restare isolati o accumularsi lungo i versanti e tenderanno a formare falde detritiche grossolane che raggiungono lo spessore di qualche metro nelle vallecole e alla base dei versanti.

Le caratteristiche delle coltri eluvio-colluviali che si formano a spese delle frazioni marnose del GRI hanno caratteristiche simili a quelle presenti su SVO, anche se hanno generalmente spessori più modesti e una componente in clasti più elevata.

Aspetti geomorfologici e idrogeologici. La morfologia dei rilievi dove affiora il GRI e l'assetto idrografico risentono fortemente dell'interazione dei processi erosivi con le litologie presenti e dell'assetto strutturale dell'area. L'idrografia comprende i tratti montani di una serie di corsi d'acqua (torrenti Poiana, Racchiusana, Malina) aventi assi vallivi profondamente incisi ed orientati circa NE-SW, ortogonalmente alla direzione generale della stratificazione. Nelle aste principali convergono una serie di vallecole trasversali, incise nelle rocce meno

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 146

competenti della successione, separate tra loro dai banchi di rocce litoidi che formano dorsali ben individuabili dal punto di vista morfologico.

A causa di un discreto grado di permeabilità per fessurazione e carsismo delle rocce del substrato e della presenza di coperture detritiche grossolane, i deflussi superficiali sono più limitati nel GRI rispetto a quelli in SVO. Si ricorda che nelle frazioni carbonatiche dei megabanchi sono presenti cavità carsiche e che alla base dei versanti emergono sorgenti talora perenni.

Uso del suolo. L'area montana e collinare di questo settore del Foglio è scarsamente antropizzata e la superficie è lasciata quasi esclusivamente a bosco di latifoglie.

Tipologia di dissesto. Il dissesto in quest'area è relativamente ridotto ed è rappresentato soprattutto da frane di crollo e da movimenti roto-traslazionali di piccole e medie dimensioni che si verificano lungo le aste dei corsi d'acqua principali per erosione al piede del versante. Crolli, ribaltamenti e scivolamenti di blocchi isolati si verificano soprattutto ai danni del GRI_a e GRI_b lungo i tagli stradali o sui fronti di piccole cave abbandonate nella valle del T. Malina. Nelle litofacies marnoso-arenacee si possono verificare frane di tipo roto-traslazionale di piccole dimensioni.

1.3. - Ambito dei depositi glaciali e fluvioglaciali dell'anfiteatro morenico del Tagliamento

Aspetti geologici generali. I depositi glaciali e fluvioglaciali che costituiscono i rilievi dell'anfiteatro morenico del Tagliamento sono in gran parte sciolti e con caratteristiche sedimentologiche molto variabili sia verticalmente che lateralmente.

Alcune caratteristiche dei diversi terreni che influiscono sulla loro predisposizione alla franosità (granulometria della matrice e dello scheletro solido, tessitura, rapporto matrice/clasti, grado di addensamento-consolidazione, cementazione, ecc.) sono descritte per ciascuna litologia in modo qualitativo e sintetico nel Capitolo V. Tali caratteristiche sono prima di tutto in relazione con gli ambienti sedimentari in cui si sono formati i depositi e, a parità di ambiente, possono variare in relazione all'età del deposito ed agli eventi che sono succeduti alla loro sedimentazione. A tal proposito va ricordato che il rimodellamento dell'edificio morenico, avvenuto soprattutto nel postglaciale, ha portato all'accumulo di depositi fini poco addensati, con spessori anche plurimetrici, che sono prevalentemente limoso-argillosi e organici nelle depressioni intermoreniche (depositi palustri-torbe) e limoso-argillosi con scheletro ghiaioso verso la base dei pendii (colluvi di sedimenti glaciali e di suoli).

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 147

Aspetti geomorfologici e idrogeologici. Il sistema collinare dell'anfiteatro morenico è caratterizzato da rilievi che non superano in quota i 270 m s.l.m. (Moruzzo) e con bassa acclività. Solo lungo le incisioni dei corsi d'acqua principali sono presenti scarpate subverticali con altezze massime dell'ordine della decina di metri. La bassa permeabilità dei depositi glaciali favorisce un deflusso delle acque meteoriche prevalentemente superficiale. Tuttavia, a causa dell'eterogeneità dei depositi, parte delle precipitazioni efficaci alimentano una falda freatica superficiale e discontinua, il cui andamento è legato alla topografia e alla complessa distribuzione delle facies sedimentarie all'interno dell'anfiteatro (STEFANINI & KOBEC, 1978) e che in alcuni casi va ad alimentare sorgenti temporanee.

I corsi d'acqua hanno un regime delle portate effimero; il reticolo idrografico è scarsamente gerarchizzato e suddiviso in piccoli bacini idrografici caratterizzati da pendenze e dislivelli moderati che, senza i lavori di bonifica, si presenterebbero localmente paludosi.

Uso del suolo. La parte non urbanizzata del territorio della zona collinare dell'anfiteatro morenico è a vocazione prevalentemente agricola e secondariamente silvo-pastorale.

Tipologia di dissesto. La propensione al dissesto nell'ambito dell'anfiteatro morenico è modesta, i fenomeni franosi sono sostanzialmente limitati a scoscendimenti di piccole e medie dimensioni, colamenti e *creeping* superficiali ai danni dei depositi glaciali e dei colluvi. I fenomeni gravitativi si verificano soprattutto all'interno delle incisioni dei corsi d'acqua, lungo i tagli stradali o negli sbancamenti artificiali. Le situazioni di dissesto sono generalmente in relazione alle condizioni idrogeologiche superficiali e profonde e sono favorite dalle variazioni della plasticità della matrice limosa o limoso-argillosa dei depositi glaciali e dei colluvi in rapporto al contenuto in acqua.

2. - EVENTI ALLUVIONALI

Il territorio coperto dal Foglio "Udine", pur non essendo particolarmente penalizzato sotto l'aspetto del rischio idraulico, presenta comunque delle situazioni di criticità dipendenti dalle caratteristiche idrologiche ed idrauliche dei corsi d'acqua che lo attraversano.

Nell'alta pianura friulana orientale il Torrente Torre ed i suoi affluenti di sinistra (torrenti Cornappo, Malina, Natisone e Judrio) sono i corsi d'acqua che storicamente hanno creato maggiori problemi dal punto di vista idraulico. Questi torrenti, ma in particolare il Torre, sono più volte esondati e hanno dato luogo a

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 148

disalveamenti, provocando gravi danni ad aree urbanizzate e infrastrutture, talora anche con perdite di vite umane.

Tra i fenomeni di maggiore magnitudo dei torrenti Torre e Malina nel territorio compreso tra Tarcento e Buttrio si ricordano (COMEL, 1954; AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2004):

1327, 1372, 1401, 1411, 1415: straripamenti del Torre tra Rizzolo e Godia che allaga i quartieri inferiori di Udine;

26 agosto 1468: piena disastrosa del Torre a Udine ed Aquileia;

1560: disalveamento del Torre tra Pradamano e Cerneglons;

4 ottobre 1571: il Torre allaga Udine;

fine maggio- 2 giugno 1724: Il Torre, attraverso il Rio Tresemane, giunge ad allagare Udine;

novembre 1851: il Torre straripa tra Rizzolo e Godia e le sue acque arrivano a riversarsi nell'alveo del Torrente Cormòr;

20-21 settembre 1920: varie esondazioni del Malina tra Ravosa e la sua confluenza con il Torre e del Torre tra Cerneglons e la sua confluenza con l'Isonzo.

22 novembre 1938: scalzamento della pila del ponte ferroviario tra Remanzacco e S. Gottardo;

25-26 ottobre 1953: esondazioni del Torre a Qualso e Buttrio e del Malina a Ravosa e Magredis;

21-22 giugno 1958: esondazioni del Malina lungo tutto il suo corso;

26 settembre 1991: esondazioni del Torre a Tarcento e del Cornappo a Nimis.

Il Torrente Torre è il più importante affluente dell'Isonzo in territorio italiano, il suo bacino idrografico ha una superficie totale di 1.060 kmq che si estendono per circa 2/3 nel territorio montano e collinare delle Prealpi Giulie. Il regime delle portate del Torre è di tipo torrentizio e dipende direttamente da quello delle precipitazioni che presentano un massimo autunnale e un rialzo primaverile. Le altezze pluviometriche sono mediamente elevate in tutta la fascia prealpina friulana e sensibilmente più elevate rispetto al resto della regione in corrispondenza della catena dei Monti Musi.

Gli eventi di piena eccezionale con tempo di ritorno di 100 anni, secondo le stime dell'AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE (1994), sono caratterizzati da portate al colmo di quasi 800 mc/s in corrispondenza della traversa di Zompitta (bacino sotteso: 166,6 kmq) e di 950 mc/s alla confluenza con il Torrente Malina (bacino sotteso: 378,4 kmq).

Nello stesso studio, per il Malina sono state stimate portate al colmo di piena, con tempo di ritorno di 100 anni, pari a 206 mc/s a Ravosa (bacino sotteso: 34,6 kmq) e di 561 mc/s alla confluenza con il Torre, dopo aver ricevuto i contributi del Grivò e dell'Ellero (bacino totale sotteso: 160,4 kmq).

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 149

Pur se caratterizzati da un deflusso di base perenne, le portate di magra del Torre e dei suoi affluenti si infiltrano rapidamente nei depositi alluvionali all'uscita dai loro tratti montani, per cui i loro letti in pianura sono asciutti per buona parte dell'anno.

Tra Savorgnano e Pradamano l'alveo del Torre si presenta largo e ghiaioso, con vasti tratti corazzati. L'alveo resta all'altezza della pianura fino a Marsure per poi incassarsi di diversi metri tra Salt e Cerneglons; l'incisione è stata causata da un'erosione accelerata provocata dai massicci prelievi di inerti avvenuti a partire dal secondo dopoguerra. Questa condizione se da un lato è favorevole per la salvaguardia idraulica del territorio, dall'altro ha provocato lo scalzamento delle pile dei ponti e costretto alla costruzione di una serie di opere trasversali in alveo per la riprofilatura longitudinale del corso d'acqua e la protezione delle infrastrutture esistenti.

L'alveo del Malina è di tipo monocursale con un andamento a tratti meandriforme che è stato parzialmente rettificato nell'ambito di una serie di sistemazioni idrauliche effettuate su gran parte del suo sviluppo (si confronti a tal riguardo il corso attuale del Malina, evidenziato dall'*unità superiore dei bacini tributari*, con quello precedente agli interventi che risulta dalla base topografica della carta IGM 1:50.000 del 1966).

Tra le principali opere idrauliche presenti sui corsi di Torre e Malina, si ricordano la diga di Crosis, costruita a monte di Tarcento per scopi idroelettrici nel 1900, la traversa di Zompitta costruita nel 1930 per regolare l'alimentazione delle rogge di Udine, Cividina e di Palma e la "briglia con bocca a battente" costruita tra Attimis e Ravosa, negli anni '80 per la laminazione delle piene del Malina.

La perimetrazione delle aree sottoposte a pericolosità idraulica nel bacino del Torre e le situazioni di criticità dei corsi d'acqua sono stati recentemente definiti nel *Progetto di Piano Stralcio per l'assetto idrogeologico dei bacini idrografici dei fiumi Isonzo, Tagliamento Piave, Brenta-Bacchiglione* (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE, 2004).

I torrenti Cormòr e Corno-Stella fanno parte del bacino scolante nella laguna di Grado-Marano; la testata dei loro bacini idrografici ricade in gran parte all'interno della zona collinare dell'anfiteatro morenico del Tagliamento. Nel tratto di alta pianura entrambi i corsi d'acqua sono caratterizzati da un alveo impostato per buona parte nelle incisioni modellate da due dei principali scaricatori cataglaciali del ghiacciaio tilaventino attivi durante il LGM. La larghezza e l'altezza delle scarpate di tali incisioni sono decisamente sovradimensionate rispetto a quelle attese in base ai regimi idraulici attuali dei corsi d'acqua, per cui nei tratti superiori i loro alvei risultano profondamente incassati rispetto alla superficie del resto della pianura (v. Capitolo IV e Fig. 1 f.t.).

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 150

Al loro ingresso nella zona delle risorgive, gli alvei dei due corsi d'acqua diventano incerti e prima delle bonifiche e delle opere di canalizzazione, realizzate a partire dal XIX secolo, si disperdevano nella pianura dando origine ad estese aree paludose.

Nell'area collinare gli interventi di maggior rilievo, che hanno parzialmente modificato l'assetto idraulico naturale del Cormòr, sono i lavori di bonifica e canalizzazione eseguiti all'inizio del XX secolo, in seguito ai quali riceve a Pagnacco gli apporti derivanti dal sistema di bonifica Urana-Soima (BIASUTTI *et alii*, 1914), nonché le numerose opere di sistemazione idraulico-forestali realizzate recentemente per fronteggiare i numerosi dissesti presenti lungo gran parte del suo corso.

Per quanto riguarda il Corno va ricordato che esso funge da canale ricettore del sistema di bonifica dell'area paludosa di Majano e che vede profondamente modificati il suo alveo ed il regime idraulico in seguito alle opere di canalizzazione e all'immissione-emissione di portate connesse al sistema di canali Ledra-Tagliamento, la cui inaugurazione è avvenuta nel 1881.

Entrambi questi corsi d'acqua riescono a smaltire abbastanza agevolmente le portate di piena ordinaria, mentre non sono sempre in grado di contenere le fasi di picco delle piene straordinarie che avvengono in occasione di eventi piovosi di intensità e durata notevole. Ordini di grandezza delle portate al colmo con tempo di ritorno di 100 anni, stimate per questi corsi d'acqua, sono i seguenti.

- Circa 120 mc/s per il Torrente Corno al nodo di S. Mauro tra S. Daniele e Rive d'Arcano, a valle della confluenza con il Torrente Ripudio, con un bacino sotteso di 75 kmq. Portata a cui vanno aggiunti circa 25 mc/s se non distolti nei canali derivatori del sistema Ledra-Tagliamento (REGIONE AUTONOMA FVG, 1990).
- Circa 190 mc/s per il Torrente Cormòr in località Prati, in corrispondenza del ponte tra Colugna e Plaino, con un bacino sotteso di circa 98 kmq (CARONI, 2001). Tale dato però è sovrastimato in quanto comprende anche gli apporti di un canale scolmatore delle portate che si generano in un'area di 10 kmq, esterna al bacino del Cormòr, che qui sottende un'area di 87,8 kmq.

In passato, esondazioni di questi corsi d'acqua si sono verificate nei loro tratti superiori, all'interno delle incisioni tardoglaciali. Tra queste le più dannose sono quelle avvenute a sud di Giavons, nelle zone rivierasche della "valle del Corno", per la presenza di numerose aree abitate, come avvenne in occasione dell'evento del 20 settembre del 1920.

I problemi maggiori si registrano però per entrambi i corsi d'acqua soprattutto nei tratti più a valle, dove gli alvei hanno sezioni che non riescono a smaltire le portate convogliate dai tratti superiori. A tutt'oggi in questa fascia della pianura persistono problemi di criticità idraulica che sono stati parzialmente risolti attraverso la realizzazione di alcune opere. Per il Torente Cormòr

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 151

Fig. 47 - *Il Foglio 066 "Udine" nello schema idrogeologico della pianura friulana e del settore alpino ad esso adiacente (da* CALORE et alii, *1995). Legenda: 1) Rocce vulcaniche e metamorfiche a bassa permeabilità (Paleozoico-Triassico); 2) arenarie, siltiti, dolomie, marne ed evaporiti localmente permeabili (Triassico); 3) formazioni carbonatiche molto permeabili (Mesozoico); 4) formazioni terrigene a bassa permeabilità (Paleogene); 5) depositi continentali prevalentemente ghiaiosi (Quaternario); 6) ghiaie, sabbie e argille continentali e marine (Quaternario).*

si ricordano il canale che lo porta a sfociare direttamente nella Laguna di Marano e le casse di espansione di S. Andrat a sud di Udine; per il Corno, i sistemi di canali che lo collegano al Fiume Stella e le derivazioni delle portate nel canale Ledra-Tagliamento e nel canale scolmatore sotterraneo tra S. Mauro e Aonedis, in grado di trasferire 100 mc/s dal Corno al Tagliamento (CANALI, 2004).

3. - IDROGEOLOGIA

Il territorio coperto dal Foglio "Udine" si può considerare una zona molto delicata e vulnerabile dal punto di vista idrogeologico sia per il ruolo strategico che riveste in ambito regionale l'acquifero freatico presente nel suo sottosuolo sia per le caratteristiche geologiche del territorio sia per l'impatto derivante dallo sviluppo urbanistico ed industriale del capoluogo friulano.

Nell'ambito del Foglio si assiste al passaggio dai sistemi idrogeologici superficiali e sotterranei dei bacini idrogeologici montani a quelli prevalentemente sotterranei della pianura (Fig. 47).

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.57 Pagina 152

Le rocce ed i depositi che costituiscono i rilievi montani e collinari rientrano in tre categorie principali:

- rocce compatte, permeabili per fessurazione e carsismo; a questa categoria appartengono i megabanchi carbonatici del *flysch del Grivò* affioranti nel settore nord-orientale del Foglio;
- rocce compatte, facilmente erodibili, impermeabili o poco permeabili dei complessi arenaceo-marnosi eocenici;
- depositi sciolti disomogenei con grado di permeabilità variabile, generalmente basso, dei rilievi morenici.

Le principali caratteristiche idrogeologiche di tali corpi geologici sono descritte nella sezione iniziale di questo Capitolo.

3.1. - L'ACQUIFERO DELL'ALTA PIANURA

I depositi plio-quaternari del sottosuolo dell'alta pianura veneta orientale e friulana sono sede di un acquifero contenente una vasta falda libera con deflusso in prevalenza verso meridione, che rappresenta una risorsa idrica di fondamentale importanza in ambito regionale. In prossimità della fascia delle risorgive, la falda freatica in parte viene a giorno e alimenta il sistema idrografico superficiale della bassa pianura ed in parte si differenzia nell'articolato sistema di falde in pressione sovrapposte presenti nel sottosuolo della bassa pianura. L'acquifero dell'alta pianura è oggetto di numerosi studi idrogeologici di carattere conoscitivo e modellistico che sono utilizzati per la gestione della risorsa idrica (Consorzi acquedottistici; Protezione Civile; Autorità di Bacino), per pianificarne il monitoraggio (ARPA-FVG; Province) e per la gestione e pianificazione del territorio (Province; Amministrazione Regione Friuli Venezia Giulia).

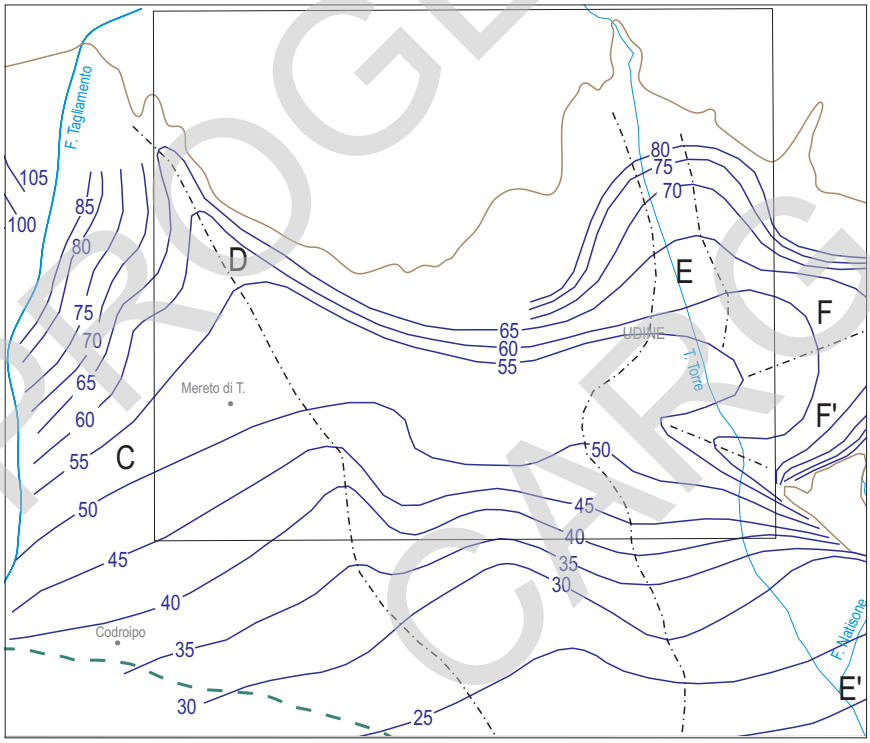
La figura 48 è una rappresentazione semplificata dell'andamento della superficie piezometrica della falda freatica contenuta nell'alta pianura tra il Tagliamento e il Torre-Natisone. Il gradiente della superficie piezometrica riflette l'assetto idrogeologico e idrodinamico dell'acquifero ed è quindi condizionato dai processi d'alimentazione della falda, dalla morfologia del limite idrogeologico e dall'andamento e dall'organizzazione sedimentaria dei corpi deposizionali nel sottosuolo dell'alta pianura.

Nel Foglio "Udine" ricade il limite nord-orientale dell'acquifero; i processi di ricarica sono legati soprattutto alle dispersioni nel sottosuolo delle portate del Tagliamento e dei corsi d'acqua facenti parte del sistema Torre-Natisone, alle precipitazioni efficaci e ai flussi sotterranei provenienti da nord, che avvengono attraverso i corpi conglomeratici presenti nel sottosuolo dell'anfiteatro morenico (DI.S.G.A.M., 2003).

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 153

I depositi in cui è contenuta la falda freatica appartengono ai sistemi deposizionali fluviali e fluvioglaciali di età pliocenico-quaternaria del Tagliamento, del Torre e del Natisone, mentre i limiti idrogeologici dell'acquifero sono rappresentati dalle formazioni impermeabili terziarie su cui poggiano i depositi continentali pliocenico-quaternari. Per i motivi discussi nel Capitolo V, sezione 3, il problema della ricostruzione dell'architettura deposizionale del materasso alluvionale pliocenico-quaternario è di difficile soluzione. Dai dati di sondaggi e pozzi per acqua è noto che dal punto di vista granulometrico è costituito prevalentemente da ghiaie e sabbie in proporzioni variabili tra loro e che



limite dei rilievi
A settore della falda freatica omogeneo per alimentazione
limite indicativo di settore
isofreatiche dell'altezza media della falda (m slm)
limite superiore della fascia delle risorgive

Fig. 48 - *Andamento delle isofreatiche durante un periodo di piena della falda (14-16 aprile 1975). 1) pozzo; 2)isofreatiche in metri sul l.m.; 3) linea delle risorgive; 4) deflussi secondari e principali; 5) aree montuose; 6) anfiteatro morenico (da* STEFANINI, *1978, modificata).*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 154

i depositi sono sciolti nella parte superficiale e cementati in maniera crescente con la profondità.

I depositi sciolti sono caratterizzati da una permeabilità per porosità che varia in rapporto alle loro caratteristiche sedimentologiche. In generale la permeabilità media dei depositi è elevata verso l'apice dei conoidi fluviali e fluvioglaciali e diminuisce nella parte distale a causa della generale diminuzione della granulometria media dei clasti e dell'aumento percentuale della componente limoso-sabbiosa nel senso del trasporto. Diversamente, l'abbondanza di limo nella matrice interstiziale delle ghiaie fluvioglaciali della pianura pedemorenica conferisce ai depositi una permeabilità relativamente bassa, che causa dei gradienti abbastanza elevati della superficie piezometrica.

Gli estesi corpi conglomeratici presenti nella parte basale dell'acquifero sono fessurati e porosi per dissoluzione chimica dei ciottoli e dei cementi. In tali depositi la permeabilità dipende dalla dimensione e dalla continuità dei vuoti in cui è contenuta la fase fluida e le direzioni di flusso possono essere fortemente condizionate dall'andamento delle discontinuità. Nella parte insatura dell'acquifero freatico si riscontrano localmente falde sospese di limitata estensione sostenute da corpi sedimentari o da paleosuoli caratterizzati da permeabilità ridotta rispetto a quella della successione prevalentemente ghiaiosa che li contiene.

Risorgenze spontanee d'acqua, tra cui le più importanti sono quelle della piana di Santa Agnese, sulla destra idrografica del Torre tra Nimis e Qualso, sono presenti nella fascia pedemontana orientale e sono dovute alla superficialità del substrato impermeabile.

Dalla comparazione dell'andamento delle isofreatiche con dati chimici e chimico-fisici delle acque (STEFANINI, 1972; 1978; CUCCHI *et alii*, 1998) sono state definite le principali fonti di ricarica della falda freatica che sono primariamente rappresentate dalle perdite di subalveo dei corsi d'acqua principali. Solo ai piedi della parte centrale dell'edificio morenico, dove la circolazione idrica diventa più lenta, la ricarica viene fondamentalmente attribuita alle infiltrazioni efficaci delle precipitazioni e secondariamente delle acque di irrigazione.

Le escursioni freatiche della falda sono massime in corrispondenza dei tratti disperdenti dei corsi d'acqua e minime ai piedi dell'anfiteatro morenico; i valori maggiori di escursione si raggiungono durante o successivamente alle fasi di piena (STEFANINI & GIORGETTI, 1996; CUCCHI *et alii*, 1999).

Sulla base della composizione geochimica delle acque sotterranee sono state distinte zone idrogeologicamente omogenee della falda freatica: in particolare la zona alimentata dalle perdite di subalveo del Tagliamento è riconoscibile per l'elevata concentrazione di ioni Sr (STEFANINI, 1972) e di solfati (FERUGLIO, 1925c), dovuti alla dissoluzione dei gessi presenti nelle formazioni permiane e triassiche dell'area carnica (CORSI, 1969; STEFANINI, 1972). La zona orientale, alimentata dalle acque provenienti dal sistema Torre-Isonzo, ha un elevato rap-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 155

porto Ca/Mg e bassi valori di solfati e nitrati (CUCCHI *et alii*, 1998); le zone centrali, alimentate dai deflussi provenienti dall'anfiteatro morenico e dall'infiltrazione efficace, sono caratterizzate da valori medi ed elevati di nitrati legati ai modesti tassi di ricarica.

A causa dell'elevata permeabilità dell'insaturo, la falda freatica contenuta nella pianura presenta una vulnerabilità elevata, soprattutto tenendo conto delle attività umane e produttive attuali e pregresse e della presenza del nucleo urbano di Udine. Il rischio di contaminazione della risorsa idrica sotterranea è stato analizzato in lavori specifici in cui, dall'analisi comparata di vari parametri, sono state ottenute le carte di vulnerabilità degli acquiferi (STEFANINI & GIORGETTI, 1996; AA.VV., 1999; DI.S.G.A.M., 2003).

4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

I corpi geologici pre-quaternari affioranti nell'ambito del Foglio o presenti nel sottosuolo hanno caratteristiche giacimentologiche poco pregiate e non sono mai stati oggetto di attività estrattiva di tipo minerario. Anche le prospezioni per la ricerca di idrocarburi portate avanti da Compagnie nazionali e straniere tra gli anni '50 e '90 non hanno fornito risultati positivi dal punto di vista economico.

Diverso è il discorso per le attività di cava destinate soprattutto alla coltivazione di inerti per costruzioni, di pietra da calce e da cemento e, in misura minore, di argille per laterizi e di pietre da costruzione. L'abbondanza, la facilità di coltivazione e le caratteristiche dei depositi ghiaiosi quaternari (ghiaie fluviali-fluvioglaciali, prevalentemente carbonatiche) unite alla forte domanda di inerti per costruzione che si è venuta a creare nel secondo dopoguerra, ed in special modo tra gli anni '70 e '80, hanno portato alla proliferazione di numerose cave oggi in buona parte abbandonate o utilizzate come discariche.

La coltivazione è avvenuta sia sulle superfici stabilizzate dei conoidi pleistocenici e olocenici sia in corrispondenza delle aree di pertinenza fluviale e golenale del Torrente Torre, con ricadute negative sugli aspetti paesaggistici del territorio e sulla vulnerabilità potenziale delle risorse idriche sotterranee.

Attualmente il numero di cave attive si è notevolmente ridotto e la coltivazione avviene in cave a fossa ricavate in aree stabili, mentre è vietata l'estrazione di materiali sciolti dai greti attivi dei corsi d'acqua, consuetudine quest'ultima che in passato aveva comportato lo scalzamento delle fondamenta dei ponti di Salt e Remanzacco sul greto del Torre.

Sempre nell'ambito dei depositi quaternari, attività estrattive minori hanno interessato anche i depositi di torbe postglaciali presenti nelle bassure dell'anfiteatro morenico del Tagliamento ed utilizzate tra la metà del 1800 e gli anni '50 del secolo scorso in agricoltura e come combustibili domestici o per piccole for-

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 156

naci. Altre cave hanno interessato le argille glacio-lacustri (Borgo di Mezzo a sud di Majano) o provenienti dagli orizzonti argillici di suoli (Cerneglons, Buttrio, Terenzano) per produzione di laterizi.

Per quanto riguarda lo sfruttamento delle rocce pre-quaternarie, si segnalano le piccole cave di pietra per costruzione che erano state ricavate nei conglomerati del *supersintema del Friuli* presso S. Daniele del Friuli e quelle di *pietra piasentina* aperte nei megabanchi del *flysch del Grivò* presso Attimis. Queste ultime cave, attualmente inattive, erano utilizzate anche per la produzione di cemento.

Cave di argilla per produzione di laterizi sono invece ancora parzialmente attive; in esse, presenti lungo la fascia collinare tra Qualso e Faedis, viene coltivata la frazione argilloso-marnosa delle *marne e arenarie di Savorgnano*.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 157

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1990) - *Catasto regionale dei pozzi per acqua e delle perforazioni eseguite nelle alluvioni quaternarie e nei depositi sciolti del Friuli - Venezia Giulia.* Pubbl. Regione. Aut. F.V.G., Direzione Regionale Amb., 7 voll., Trieste.

AA.VV. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento.* Servizio Geologico Nazionale, Quaderni ser. III, **1**, 203 pp., Roma.

AA.VV. (1999) - *Carta della vulnerabilità intrinseca della pianura friulana.* C.N.R.-G.N.D.C.I., Pubbl. n. 1976, LR4, Quaderni Geol. Appl., suppl. 1: 1283-1289, Pitagora Ed. Bologna.

AA.VV. (2003) - *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica.* Servizio Geologico Nazionale, Quaderni ser. III, **9**, 155 pp., Roma.

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).

AMATO A., BARNABA P.F., FINETTI I., GROPPI G., MARTINIS B. & MUZZIN A. (1976) - *Geodinamic outline and seismicity of Friuli Venetia Giulia Region*. Boll. Geof. Teor. Appl., XIX (72): 217-256, Trieste.

ANTONELLI R., BARBIERI G., DAL PRÀ A., DE ZANCHE V., GRANDESSO P., MIETTO P., SEDEA R. & ZANFERRARI A. (1990) - *Carta geologica del Veneto alla scala 1:250.000: una storia di 500 milioni di anni.* S.EL.CA., 32 pp., Firenze.

AOUDIA A., SARAO' A., BUKCHIN B. & SUHADOLC P. (2000) - *The 1976 Friuli (NE Italy) thrust faulting earthquake: a reappraisal 23 years later*. Geoph. Res. Lett., **27**: 573-576, Washington.

ASSERETO R., DESIO A., DI COLBERTALDO D. & PASSERI L.D. (1968) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 14A - Tarvisio.* Servizio Geol. Italia,70 pp., Napoli.

AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE (1994) - *Studi finalizzati alla redazione del Piano di bacino del fiume Isonzo. Studio sulla sicurezza idraulica del sottobacino del Torre.* Venezia.

AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE (2004) - *Progetto di Piano Stralcio per l'assetto idrogeologico dei bacini idrografici dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Piave, Brenta-Bacchiglione.* 251 pp., Venezia.

AVIGLIANO R., CALDERONI G., DONEGANA M., MONEGATO G., PAIERO G., PINI R. & RAVAZZI C., (2004) - *Palaeoenvironments during the Last Glacial Maximum in the Friuli area (NE-Italy).* 32nd Int. Geol. Congr., August 2004, Firenze, Abstract Vol., **1**: 227.

BAGGIO P., BELLINO L., CARRARO F., FIORASO G., GIANOTTI F. & GIARDINO M. (1997) - *Schede per il rilevamento geologico delle formazioni superficiali.* Il Quaternario - It. J. Quaternary Sciences, **10** (2): 655-680, Napoli.

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*. E.R.S.A., Servizio della sperimentazione agraria, Ufficio del Suolo, Pozzuolo del Friuli.

BARNABA P.F. (1978) - *Interpretazione geologico-strutturale della zona di Buja (Friuli).* Mem. Sci. Geol., **32**: 4-11, Padova.

BERGGREN W.A. & MILLER K.G. (1988) - *Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology*. Micropaleontology, **34**: 362-380, New York.

BERNARDIS G. & ZORZI P. (1981) - *Studio geologico tecnico in prospettiva sismica del territorio comunale.* Comune di Udine, Assessorato Urbanistica, 236 pp., 6 tavv., Ed. CISM, Udine.

BERNARDIS G. & ZORZI P. (1987) - *Le problematiche geologiche del colle del castello di Udine.* Rassegna Tecnica FVG, **38** (6), Udine.

BERTOLLA A. (1997) - *Litologie arenacee della successione flyschoide del Bacino Giulio: significato della cromite e dei parametri petrochimici*. Tesi di laurea inedita. Univ. Trieste.

BIASUTTI G., DE GASPERI G.B., DEL PRA A. & DORTA I. (1914) - *La sistemazione dei torrenti Urana e Soima e il conseguente prosciugamento delle paludi di Bueris, Zegliacco e Collalto nel mandamento di Tarcento.* Consorzio Urana-Soima, Tipogr. Moretti e Percotto, 41 pp., Udine.

BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy - Scale 1:500.000*. CNR - Quaderni Ric. scient., **114,** Roma.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 158

BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario - It. J. Quat. Sc., **17**(1): 75-82, Torino.

BONAZZI A. & TUNIS G. (1990) - *Caratterizzazione mineralogica della frazione argillosa delle peliti in base alla stratigrafia delle unità e formazioni clastiche cretacico-terziarie del Friuli Orientale e della Slovenia Occidentale (Iugoslavia).* Atti Ticinensi Sci. Terra, **33**: 199-234, Pavia.

BONAZZI A. CATANI G.P. & TUNIS G. (1996) – *Associazioni mineralogiche delle argille nel flysch del Sudalpino orientale.* Mem. Soc. Geol. It., **51**: 929-947, Padova.

BONDESAN A., CALDERONI G. & MOZZI P. (2002) - *L'assetto geomorfologico della Pianura Veneta centro-orientale: stato delle conoscenze e nuovi dati*. In: M. VAROTTO & M. ZUNICA (Eds.): *«Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta»*. Univ. Padova, 19-38, Padova.

BONDESAN A., MENEGHEL M., MIOLA A. & VALENTINI G. (2003) - *Palaeoenvironmental reconstruction from LGM to historical time in the lower coastal plain of the Piave river. Preliminary analysis on a 20 m core of lagoon and fluvial sediments*. Il Quaternario - It. J. Quat. Sc., **16** (1 bis): 183-192, Torino.

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*. I.N.G.-SGA, 973 pp., Bologna.

BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (Eds.) (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. **2**, 644 pp., I.N.G.-SGA, Bologna,

BOURROUILH R. (1987) - *Evolutionary mass flow-megaturbidites in an interplate basin: example of the north Pyrenean basin.* In: L.J. DOYLE & R. BOURROUILH (Eds.): *«Megaturbidites»*. Geo-Marine Letters, **7/2**: 69-81, Berlin / Heidelberg.

BOYCE J.I. & EYLES N. (2000) - *Architectural element analysis applied to glacial deposits: internal geometry of a late Pleistocene till sheet, Ontario, Canada*. GSA Bullettin, **112**: 98-118, Tulsa.

BRAGA G.P., CARLONI G.C., COLANTONI P., CORSI M., CREMONINI G., FRASCARI F., LOCATELLI D., MONESI A., PISA G., SASSI F.P., SELLI R., VAI G.B. & ZIRPOLI G. (1971). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Fogli 4C-13 - M. Cavallino-Ampezzo*. Serv. Geol. Italia, 108 pp., Roma.

BRESSAN G., SNIDARCIC A. & VENTURINI C. (1998) - *Present state of stress in the eastern Southern Alps.* Tectonophysics, **292**: 211-227, Amsterdam.

BRESSAN G., BRAGATO L.P. & VENTURINI C. (2003) - *Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of th Friuli-Venezia Giulia region (Northeastern Italy).* Bull. Seismol. Soc. America, **93**/3: 1280-1297.

BUSER S. (1989) - *Development of the Dinaric and Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin.* Mem. Soc. Geol. It., **40** (1987): 313-320, Roma.

CALDERONI G. & PETRONE V. (1992) - *Department of Earth Sciences at the University of Rome, Radiocarbon dates I.* Radiocarbon, **34**: 105-113, Tucson.

CALDERONI G. & TURI B. (1998) - *Major constraints on the use of radiocarbon dating for tephrochronology*. Quaternary Int., **47**/**48**: 153-159, Amsterdam.

CALORE C., DELLA VEDOVA B., GRASSI S., MARSON I., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1995) - *A hydrotermal system along the coastal area of Friuli- Venezia Giulia region (NE Italy)*. Proceedings of the World Geothermal Congr., **2**: 1269-1274, Firenze.

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/

CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset bed and bedset.* Sedimentology, **8**: 7-26.

CANALI M. (2004) - *Collaudato dall'alluvione il canale scolmatore in galleria dal torrente Corno al fiume Tagliamento.* Rassegna Tecnica FVG, 5: 8-12, Udine.

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.

CAROBENE L., CARULLI G.B. & VAIA F. (1981) - *Foglio 25-Udine*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000).* CNR, P.F. Geodin. **441**: 39-45, Bologna.

CARONI E. (2001) - *Studio idrologico del T. Cormor.* In: REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA - DIREZIONE REGIONALE DELL'AMBIENTE (Ed.): *Sistemazione Idrogeologica del bacino del T. Cormòr in comuni vari. Progetto preliminare.* Rapporto interno, Trieste.

PROGETTO GARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 159

CARRARO F. (1987) - *Remodelling and reworking as causes of error in distinguishing between glacial and non-glacial deposits and landforms*. In: R. KUJANSUN & M. SAARNISTO (Eds.): *INQUA Till Symposium, Finland*. Spec. Pap. geol. Surv. Finland, **3** (1985): 39-48, Espoo.

CARRARO F. & PETRUCCI F. (1977) - *Geologia dei depositi superficiali: anfiteatro morenico.* In: B. MARTINIS (Ed.): *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. Riv. It. Strat. Paleont., **82**: 193-393, Milano.

CARRARO F. & PETRUCCI F. (1982) - *Tentative assessment of the deformation of a morainic amphitheatre: the Tagliamento Amphitheatre (Italy).* Z. Geomorph. N.F., **26**: 331-341, Berlin.

CARULLI G.B., CAROBENE L., CAVALLIN A., MARTINIS B. & ONOFRI R. (1980) - *Evoluzione strutturale plio-quaternaria del Friuli e della Venezia Giulia*. CNR, P.F. Geodin., **356**: 489-545, Roma.

CARULLI G.B., COZZI A., LONGO SALVADOR G., PERNARCIC E., PODDA F. & PONTON M. (2000a) - *Geologia delle Prealpi Carniche.* Pubbl. n. **44**, Ed. Mus. Friul.St. Nat., Udine.

CARULLI G.B., COZZI A., MASETTI D., PERNARCIC E., PODDA F. & PONTON M. (2003) - *Middle Triassic-Early Jurassic extensional tectonics in the Carnian Prealps (eastern Southern Alps, N.E. Italy)*. Mem. Sci. Geol., **54**: 151-154, Padova

CARULLI G.B., FANTONI R., MASETTI D., PONTON M., TRINCIANTI E., TROMBETTA G.L. & VENTURINI S. (1998) - *Analisi di facies e proposta di revisione stratigrafica del Triassico superiore del Sudalpino orientale*. Atti Ticinesi Sci. Terra, ser. spec., **7**: 159-183, Pavia.

CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G. & PONTON M. (2000b) - *Le unità ladino-carniche nella Carnia centro-occidentale*. Ann. Univ. Ferrara, Sci. Terra, **5** (suppl.): 75-84, Ferrara.

CASADORO G., CASTIGLIONI G.B., CORONA E., MASSARI F., PAGANELLI A., TERENZIANI F. & TONIELLO V. (1976) - *Un deposito tardowürmiano con tronchi subfossili alle Fornaci di Revine (Treviso)*. Boll. Comit. Glaciol. It., **24**: 22-63, Torino.

CASTELLARIN A. (1981) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. CNR, P.F. Geodin., **441**, Bologna.

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-Apenines*. Annales Tectonicae, **6**: 62-94, Firenze.

CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. J. Geodynamics, **30**: 251-274, Oxford.

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.

CASTIGLIONI G.B. (Ed.) (1997) - *Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Foglio 3).* S.EL.CA.

CATANI G. & TUNIS G. (2000) - *Caratteristiche sedimentologiche dei megabanchi carbonatici paleogenici del Bacino Giulio (Valli del Natisone, Friuli orientale).* St. Trentini Sci. Nat. - Acta Geologica, **77**: 81-102, Trento.

CATI A., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1989a) - *Northeastern Italy. Integrated processing of geophysical and geological data*. Mem. Soc. Geol. It., **40**: 273-288, Roma

CATI A., SARTORIO D. & VENTURINI S. (1989b) - *Carbonate platform in the subsurface of the Northern Adriatic area.* Mem. Soc. Geol. It., **40**: 295-308, Roma.

CAVALLIN A., LAUZI S., MARCHETTI M. & PADOVAN N. (1987) - *Carta geomorfologica della Pianura Friulana ad est del F. Tagliamento e a sud dell'anfiteatro morenico.* Atti Riunione Ricercatori Geol., Milano.

CIMERMAN F., PAVLOVEC R., PAVŠIC J. & TODESCO L. (1974) - *Biostratigrafija paleogenskih plast v Goriških brdih*. Geologija, **17**: 7-130. Ljubljana.

COMEL A. (1938) - *L'alta e media pianura del Friuli Occidentale tra Tagliamento e Livenza.* Annali Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine, s. 3, **4**: 1-188, Udine.

COMEL A. (1939) - *I terreni del'anfiteatro morenico del Tagliamento e dell'alta-media pianura del Friuli centro-orientale.* Annali Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine, s. 3, **6**: 1-89, Udine.

COMEL A. (1947) - *Una nuova concezione sull'origine dei terrazzi prewürmiani friulani*. In Alto, s. 2, **44**, **2**: 1-9, Udine.

COMEL A. (1954) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. Genesi della pianura orientale costruita dall'Isonzo e dai suoi affluenti.* N. Ann. Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia, **5**: 286 pp., Gorizia.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 160

COMEL A. (1955) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. II. Genesi della pianura centrale connessa all'antico sistema fluvioglaciale del Tagliamento.* N. Ann. Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia, **6**: 216 pp., Gorizia.

COMEL A. (1957) - *Monografia sui terreni della pianura friulana. IV. I terreni agrari e i terreni climatici.* N. Ann. Ist. Chim. Agr. Sperim. Gorizia, **8**: 276 pp., Gorizia.

COMEL A. (1961a) - *Probabile origine morenica del lembo prewürmiano situato nei pressi della stazione ferroviaria di Udine.* N. Studi Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine, **37**: 1-7, Udine.

COMEL A. (1961b) - *Ulteriore rinvenimento di erratici nel sottosuolo di Udine.* Atti del XVIII Congresso Geografico Italiano: 1-8, Trieste.

COMEL A. (1962) - *Presenza di erratici nel centro di Udine.* Boll. Soc. Adriatica di Scienze, vol. LII - II n.s.: 1-7, Trieste.

COMEL A. (1964) - *Il masso erratico di Via Poscolle in Udine.* N. Studi Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine, **65**: 1-5, Udine.

COMEL A. (1965) - *Configurazione morenica del sottosuolo di Piazzale Osoppo in Udine.* N. Studi Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine, **74**: 1-3, Udine.

COMEL A. (1967) - *Due importanti documenti sulla transizione della morena prewürmiana ferrettizzata di Udine verso le contigue alluvioni würmiane.* N. Studi Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine, **90**: 1-6, Udine.

COMEL A. (1968) - *Studi sul ferretto.* N. Studi Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine, **94**: 1-111, Udine.

COMEL A., NASSIMBENI P. & NAZZI P. (1982) - *Carta pedologica della pianura friulana e del connesso anfiteatro morenico del Tagliamento.* Pubbl. Regione Aut. F.V.G., Dir. Reg. Pianif. e Bilancio, Centro regionale per la sperim. agr.: 59 pp., 4 tavv., Udine.

COMUNE DI MAIANO (1979) - *Piano regolatore del Comune di Maiano*. (inedito).

COUSIN, M. (1981) - *Les rapports Alpes-Dinarides - Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie.* Soc. Géol. du Nord, **1**: 1-521, **2**: 1-521, Villeneuve d'Asq.

CORSI M. (1969) - *I movimenti franosi nel Friuli-Venezia Giulia*. Atti Conv. "Opere di prevenzione e soccorso nelle calamità naturali", S. Daniele del Friuli, 18 ottobre 1969, 30 pp., Tip. Sociale, Gorizia.

CROCE D. & VAIA F. (1985) - *Aspetti geomorfologici dell'anfiteatro tilaventino (Friuli)*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., **7**: 5-36, Udine.

CUCCHI F., GIORGETTI F., GEMITI F., MASSARI G. & OBERTI S. (1998) - *Caratterizzazione geochimica delle falde acquifere della Pianura Friulana*. C.N.R.-G.N.D.C.I., pubbl. n. 1955, LR4, Atti Giornata Mondiale dell'Acqua "*Acque sotterranee: Risorsa invisibile*": 61-71, Roma.

CUCCHI F., MASSARI G. & OBERTI S. (1999) - *Fluttuazioni della falda freatica nell'Alta Pianura Friulana*. C.N.R.-G.N.D.C.I., Pubbl. n. 2055, LR4, Gortania - Atti Museo Friulano St. Nat., **21**: 39-51, Udine.

DAINELLI G. (1915) - *L'Eocene Friulano. Monografia geologica e paleontologica*. Mem. Geografiche, **1**: 721 pp., Firenze.

DE GASPERI G.B. (1921) - *Descrizione geologica della tavoletta "Fagagna"*. In: G. DAINELLI (Ed.): *Scritti vari di Geografia e Geologia.* 191-220, Firenze.

DI GIULIO A., FANTONI R., PICOTTI V., TOSCANI G., ZANFERRARI A., ZATTIN M. & ALBERTINI C. (2005) - *Anatomy of a multiple thrust belt-foreland basin system: the Venetian-Friulian Basin (Cenozoic, NE Italy)*. Int. congr. "Thrust belts and foreland basins", Rueil-Malmaison, Dec. 2005, Abstracts vol., 128-131, Parigi.

DI GIULIO A., FANTONI R., ZANFERRARI A., MANCIN N., TOSCANI G., PICOTTI V., BARBIERI C., ALBERTINI C. & MARCHESINI A. - *Cenozoic architecture of the Venetian-Friulian Basin (NE Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., (in stampa), Roma

DI.S.G.A.M. (2003) - *La carta della vulnerabilità intrinseca delle falde contenute nelle aree di pianura della Provincia di Udine*. Provincia di Udine - Area Ambiente. 60 pp., Udine

DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., **76**: 735-754, Berlin/Heidelberg.

DONEGANA M., RAVAZZI C., PINI R., AVIGLIANO R. & PACIFICO P. (2004) - *A 400.000-yrs pollen record from Azzano Decimo (northern Italy)*. XI Int. Palynol. Congr., Granada, July 2004. Polen, **14**: 259, Granada.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 161

FABIANI R., LEONARDI P., KOSSMAT T. & WINKLER A. (1937) - *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 26-Tolmino.* Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque di Venezia. Venezia.

FANINGER E., GOSPODARIC R. & POHAR V. (1962) - *Geological map of Goriška Brda*. Int. Rap., Geozavod, Ljubljana.

FANTONI R., CATELLANI D., MERLINI S., ROGLEDI S. & VENTURINI S. (2002) - *La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampaese Veneto-Friulano*. Mem. Soc. Geol., **57**: 301-313, Roma.

FANTONI R., DALLA VEDOVA B., GIUSTINIANI M., NICOLICH R., BARBIERI C., DEL BEN A., FINETTI I. & CASTELLARIN A. (2003) - *Deep seismic profiles through the Venetian and Adriatic foreland (Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **54**: 131-134, Padova.

FANZUTTI G.P. & MAROCCO R. (1984) - *I sedimenti recenti del Lago di Ragogna (San Daniele del Friuli)*. 6° Congr. A.I.O.L., Livorno 12-14 Aprile1984, 313-318.

FAO (1998) - *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Report n. 84, 109 pp., FAO, Roma.

FERUGLIO D. & FERUGLIO G. (1907) - *Descrizione geologica della Tavoletta "Tricesimo"*. In: *Contributo allo studio delle "Carte Agronomiche" in Friuli*. Boll. Ass. Agr. Friul., 105 pp., Carta Geologica 1:50.000, Udine.

FERUGLIO E. (1920) - *I terrazzi della pianura pedemorenica friulana.* Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia, **107**: 94 pp., Venezia.

FERUGLIO E. (1921) - *A proposito della costituzione geologica del colle di Udine.* In Alto, **31** (ago.-dic. 1920): 18-21, Udine.

FERUGLIO E. (1925a) - *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio-25 Udine.* Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque Venezia. Venezia.

FERUGLIO E. (1925b) - *Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino*. Boll. Ass. Agr., Friul., Udine, serie **7**: 39-40, 1-301, Udine.

FERUGLIO E. (1925c) - *La zona delle risorgive del basso Friuli tra il Tagliamento e la Torre. Parte I: descrizione geologica e idrologica.* Annali Staz. Chim. Agr. Sperim. Udine, **3** (1): 1-343, Udine.

FERUGLIO E. (1929a) - *Nuove ricerche sul Quaternario del Friuli*. Giorn. Geol., s. 2, **4**: 1-36, Bologna.

FERUGLIO E. (1929b) - *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie: Foglio Udine*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque Venezia, 77 pp., Venezia.

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.

FRASCARI F. & ZANFERRARI A. (1977) - *Geologia delle formazioni pre-quaternarie*. In: MARTINIS B. (Ed.): *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976.* Riv. Ital. Paleont. Strat., **83**: 237-262, Milano.

GALADINI F., POLI M.E. & ZANFERRARI A. (2005) - *Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with M≥6 in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy).* Geoph. J. Int., **161**: 739-762, Oxford.

GELATI R. (1969) - *Nuove osservazioni sulla successione miocenica affiorante sul Torrente Meduna in provincia di Pordenone*. Riv. It. Paleont. Strat., **75**: 165-182, Milano.

GHIBAUDO G. (1992) - *Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field descriptions and classification.* Sedimentology, **39**: 423-454, Oxford.

GHIBAUDO G. & VANZ V. (1987) - *Proposta di classificazione delle facies "torbiditiche" e di un metodo pratico per la loro descrizione sul terreno.* Giorn. Geol., s. 3, **49** (2): 31-44, Bologna.

GNACCOLINI M. (1968) - *Sull'origine del "conglomerato pseudo-cretaceo" di Vernasso (Cividale del Friuli).* Riv. It. Paleont. Strat., **74/4**: 1233-1247, Milano.

GORTANI M. (1959) - *Carta della glaciazione würmiana in Friuli.* Rend. Atti. Acc. Sci. Bologna, s. 11, **6**: 1-11, Bologna.

GORTANI M. & DESIO A. (1927) - *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio-Pontebba.* Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque Venezia, 86 pp., Padova.

GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. (Eds.)(2004) - *A Geologic Time Scale*. pp. 589, Cambridge University Press, Cambridge.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 162

GRANDESSO P., VERGERIO P.P. & VILLA I. (2000) - *Stratigrafia ad isotopi stabili dello Stronzio nel Conglomerato del Montello (Miocene superiore) dell'area friulana.* 80a Riunione Estiva Soc. Geol. It., Trieste, settembre 2000, 270-272 pp., Trieste.

HAMMERL C. (1994) - *The earthquake of January 25th, 1348: discussion of sources*. In: P. ALBINI & A. MORONI (Eds.), *Materials of the CEC project Review of historical seismicity in Europe*. C.N.R. - Istituto di Ricerca sul Rischio Sismico, **2**: 225-240, Milano.

HAUER F. (1858) - *Ein geologischer Durchsnitt der Alpen von Passau bis Duino.* Sitz. Ber. k. Ak. Wissensch. Wien, B. XXV.

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.

ISSC (1994) - *International Stratigraphic Guide*, 214 pp., Trondheim, Norway & Boulder, Colorado.

KRAUSE F.F. & OLDERSHAW A.E. (1979) - *Submarine carbonate breccia beds - depositional model for two layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains Northwest Territories Canada.* Can. J. Earth Sci., **16:** 189-199, Ottawa.

LÄUFER A., LOESCHKE J. & VIANDEN B. (1993) - *Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) - Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation.* Jb. Geol. B.-A., 136/1: 137-162, Wien.

LORENZI A. (1920) - *Sulla natura geologica del colle di Udine.* In Alto, **31** (giugno 1919-luglio 1920): 16-18, Udine.

MAIZELS J. (1997) - *Jökulhlaup deposits in proglacial areas*. Quaternary Sci. Rev., **16**: 793-819, Oxford.

MANCIN N., COBIANCHI M., VENTURA M. & CATELLANI D. (2005) - *Bio-chronostratigraphical constraints in geohistory analysis: data from ENI wells of the Venetian-Friuli area (Late Paleocene-Early Pleistocene).* Geoph. Research Abstract, **7**, EGU05-A-06632, Wien.

MARINELLI O. (1900) - *Tracce di una più antica glaciazione nell'anfiteatro morenico friulano*. In Alto, **6**: 73-74, Udine.

MARINELLI O. (1902) - *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli*. Pubblicazioni del Regio Istituto di studi Superiori Pratici e di Perfezionamento, 256 pp., Firenze.

MARINONI C. (1878) - *Il colle del Castello è naturale?* "Giornale di Udine" a. XIII, 26.1.1878, n. 25.

MARJANAC T. (1990) - *Reflected sediment gravity flows and their deposits in flysch of middle Dalmatia, Yugoslavia.* Sedimentology, **37/5**: 921-929, Oxford.

MAROCCO R. (1997) - *Analisi palinologiche ed età radiocarbonio dei depositi torbosi più superficiali dell'anfiteatro morenico del Tagliamento.* Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., **19**: 43-52, Udine.

MAROCCO R. & VAIA F. (1991) - *Età radiometrica dei depositi torbosi più superficiali dell'anfiteatro morenico del Tagliamento.* Gortania-Atti. Museo Friulano St. Nat., **13**: 51-55, Udine.

MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.): *Proceedings of the Second Planktonic Conference*, 1970, Tecnoscienza, 739-785.

MARTINIS B. (1953) - *Geologia del colle e del sottosuolo di Udine*. Ist. Geol. Paleont. Geogr. Fis., ser. G, **74**: 1-49, Milano.

MARTINIS B. (1962) - *Ricerche geologiche e paleontologiche sulla regione compresa tra il fiume Judrio ed il fiume Timavo (Friuli orientale).* Riv. It. Paleont. Strat., **8**: 1-244, Milano.

MARTINIS B. (1966) - *Prove di ampi sovrascorrimenti nelle Prealpi friulane e venete.* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **25**, 31 pp., Padova.

MARTINIS B. (Ed.) (1977) - *Carta geologica dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976.* Riv. Ital. Paleont. Strat., **83** (2): 199-393, Milano.

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.

MASSARI F., MELLERE D. & DOGLIONI C. (1994) - *Cyclicity in non-marine foreland-basin sedimentary fill: the Messinian conglomerate-bearing succession of the Venetian Alps (Italy).* In: M. MARZO & C. PUIGDEFABREGAS (Eds.): *Alluvial Sedimentation*. Int. Ass. Sedimentologists, Spec. Publ. **17**: 501-520, Oxford.

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 163

MASSARI F. (1990) - *The foredeeps of the Northern Adriatic margin: evidence of diachroneity in deformation of the Southern Alps.* Riv. It. Paleont. Strat., **96**: 351-380, Milano.

MELETTI C. & VALENSISE G. (Eds.) (2004) - *Zonazione sismogenetica ZS9*. Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (ordinanza PCM 20.03.03 n. 3274) - *Appendice 2 al Rapporto Conclusivo*. http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf

MELLERE D., STEFANI C. & ANGEVINE C. (2000) - *Polyphase tectonics through subsidence analysis: the Oligo-Miocene Venetian and Friuli Basin, north-east Italy*. Basin Res., **12**: 159-182, Oxford.

MERLINI S., DOGLIONI C., FANTONI R. & PONTON M. (2002) - *Analisi strutturale lungo un profilo geologico tra la linea Fella-Sava e l'avampaese adriatico (Friuli Venezia Giulia - Italia).* Mem. Soc. Geol. It., **57**: 293-300, Roma

MIALL A.D. (1996) - *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.

MICHELUTTI G., ZANOLLA S. & BARBIERI S. (2003) - *Suoli e Paesaggi del Friuli-Venezia Giulia, 1. Pianura e colline del pordenonese*. 510 pp., ERSA - Friuli Venezia Giulia, Servizio della sperimentazione agraria, Ufficio del Suolo. Pozzuolo del Friuli (UD).

MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. (1976) - *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows*. In: D.J. STANLEY & D.J.P. SWIFT (Eds.): *Marine sediment transport environmental management*, 197-218, New York.

MONACHESI G. & STUCCHI M. (1998) - *DOM 4.1 an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area*. http://emidius.mi.ingv.it/DOM/home.html.

MONEGATO G. (2006) - *Le successioni continentali conglomeratiche messiniano-pleistoceniche nel bacino del Fiume Tagliamento*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università degli Studi di Padova, 160 pp., 2 tavv.

MONEGATO G., ZANFERRARI A. & GLIOZZI E. (2006) - *Stratigraphy, sedimentology and age of the Osoppo Hill deposits*. In: R. MELIS, R. ROMANO & G. FONDA (Eds.): *Giornate di Paleontologia 2006: guida alle escursioni*. Ediz. Univ. Trieste, 81-83, Trieste.

MOORE P.D., WEBB J.A. & COLLINSON M.E. (1991) - *Pollen analysis*. pp. 217, Second ed., Blackwell Publ., Oxford.

MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199, Roma.

MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies association.* In: E. MUTTI, G.C. PAREA, F. SAGRI, G. ZANZUCCHI, G. GHIBAUDO & S. JACCARINO (Eds.): *Field Trip Guidebook A-11. Examples of Turbidite Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines*, 21-36 pp.. 9th IAS Congress, Nice, France.

NICOLICH R., DELLA VEDOVA B., GIUSTINIANI M. & FANTONI R. (2004) - *Carta del sottosuolo della Pianura Friulana e Note Illustrative*. 32 pp., 4 tavv., L.A.C., Firenze.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., **67**(5): 841-875, Tulsa.

OGS (1972) - *Studio idrologico della Pianura friulana Nord-Orientale*. Rapporto Tecnico. 19 pp., Trieste.

NIEVO I. (1908) - *L'anfiteatro morenico del Tagliamento e le successive fasi glaciali*. Boll. Soc. Geol. It., **27**: 45-83, Roma.

PARONUZZI P. (1988) - *Stratigrafia e sedimentologia di una sequenza fluvioglaciale würmiana del centro di Udine*. Il Quaternario - It. J. Quat. Sci., **1**(2): 111-126, Napoli.

PAVLOVEC R. (1966) - *Paleogene strata in Goriška Brda (Western Yugoslavia).* Bull. Sci. Yougosl., section A, **11**: 243-244, Beograd.

PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter.* 3 vol., 1199 pp., Tauchnitz, Leipzig.

PERUZZA L., POLI M.E., REBEZ A., RENNER G., ROGLEDI S., SLEJKO D. & ZANFERRARI A. (2002) - *The 1976 - 1977 seismic sequence in Friuli: new seismotectonic aspects.* Mem. Soc. Geol. It., **57**: 391-400, Roma.

PICOTTI V., COBIANCHI M., FANTONI R. e 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 F. Geodinamica, **414**: 1-113, Roma.

PROOF CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 164

PIRINI RADRIZZANI C., TUNIS G. & VENTURINI S. (1986) - *Biostratigrafia e paleogeografia dell'area sudoccidentale dell'anticlinale M. Mia-M. Matajur (Prealpi Giulie).* Riv. It. Paleont. Strat., **92**(3): 327-382, Milano.

PIRONA G.A. (1861) - *Sulle antiche morene del Friuli*. Atti Soc. It. Sc. Nat., Vol. **II**: 548-556, Milano.

PIRONA G.A. (1864) - *Nuovi fossili del terreno cretaceo del Friuli*. Mem. R. Ist.. Veneto Sci. Lett. Arti, vol. XXII, Venezia.

PLACER L. (1981) - *Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. Geologic structure of southwestern Slovenia.* Geologija, **24/1**: 27-60, Ljubljana.

PODDA F. & PONTON M. (1997) - *Evoluzione paleogeografica e paleostrutturale delle prealpi Carniche settentrionali al passaggio Trias-Giura.* Atti Ticinensi Sci. Terra, 39 (1997): 269-280, Pavia.

POLI M.E. (1995) - *Evidenze di tettonica a* thrust *dinarica nelle Prealpi Giulie meridionali (Italia nord-orientale)*. Atti Ticinesi Sci. Terra, ser. spec., **3** (1994): 99-114, Pavia

POLI M.E. (1996) - *Analisi strutturale del Monte di Medea. (Friuli Orientale - Gorizia).* Atti Ticinesi Sci. Terra, ser. spec., **4** (1995): 103-113, Pavia.

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.

PONTON M. & TUNIS G. (1996) - *La geologia del massiccio dei Monti la Bernadia (Prealpi Giulie).* In: G. MUSCIO (Ed.): *Il fenomeno carsico del massiccio dei Monti la Bernadia,* Mem. Ist. Speleol. s. II, **8**: 39-48, Bologna.

PUNT W. & BLACKMORE S. (Eds.) (1976-1995) - *The Northwest European Pollen Flora*. v. I-VII, Elsevier Publ., Amsterdam.

RAVAZZI C., OROMBELLI G., TANZI G. & CLIMEX GROUP (2004) - *An outline of the flora and vegetation of Adriatic basin (Northern Italy and eastern side of the Apennine) during the Last Glacial Maximum.* In: F. ANTONIOLI & G.B. VAI (Eds.): *Litho-paleoenvironmental maps of Italy during the Last Two Climatic Extremes. Explanatory Notes*». 32nd Int. Geol. Congr., August 2004, Firenze, 15-20.

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 - DIREZIONE REGIONALE LAVORI PUBBLICI - SERVIZIO DELL'IDRAULICA (1990) - *Piano di sistemazione idraulica del bacino del Corno-Stella*. Rapporto interno a cura di SERTECO S.r.l., Udine.

SACCO F. (1937) - *Il Glacialismo veneto*. L'Universo, **7**: 1-40, Firenze.

SCANDONE P. & STUCCHI M. (2000) - *Zonazione sismogenetica dell'Italia e aree adiacenti - Note a commento sulla zonazione sismogenetica ZS4*. http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html.

SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen.* Eclogae geol. Helv., **97**: 93-117, Basel.

SÉGURET M., LABAUME P. & MADARIAGA R. (1984) - *Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites of the south Pyrenean Basin (Spain).* Marine Geol., **55**: 117-131, Amsterdam.

ŠIBRAVA V., BOWEN D.Q. & RICHMOND G.M. (Eds.) (1986) - *Quaternary Glaciation in the northern hemiphere*. Quaternary Sci. Rev., **5**, 514 pp., Oxford.

SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., NICOLICH R., REBEZ G., SEMENZA E. & ZANFERRARI A. (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale.* C.N.R.-G.N.D.T, Rend. **1**, 82 pp., 3 tavv., Trieste.

SOUQUET P., ESCHARD R. & LODS H. (1987) - *Facies sequences in large-volume debris- and turbitity-flows deposits from the Pyrenees (Cretaceous; France, Spain).* Geo-Marine Letters, *7: 83-90.*

STEFANI C. (1982) - *Geologia dei dintorni di Fanna e Cavasso Nuovo (Prealpi Carniche)*. Mem. Sci. Geol., **XXXV**, 203-212, Padova.

STEFANI C. (1987) - *Composition and provenance of arenites from the Chattian to Messinian clastic wedges of the Venetian foreland basin (Southern Alps, Italy).* Giorn. Geol., **49**: 155-166, Bologna.

STEFANINI G. (1911) - *Sulla stratigrafia e sulla tettonica dei terreni miocenici del Friuli*. Pubbl. Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque, **31**: 32 pp., Venezia.

PROGETTO GARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 165

STEFANINI S. (1972) - *Le acque freatiche fra il Fiume Livenza ed il Torrente Torre (Friuli - Venezia Giulia).* Mem. Soc. Geol. It., **11**: 343-365, Roma.

STEFANINI S. (1978) - *La falda freatica nell'alta pianura friulana.* C.N.R.-Quaderni Ist. Ricerca sulle Acque, **34** (14): 343-361, Modena.

STEFANINI S. (1986) - *Litostratigrafie e caratteristiche idrologiche di pozzi della pianura friulana, dell'anfiteatro morenico del Tagliamento e del campo di Osoppo e Gemona.* Pubbl. Univ. Trieste, Ist. Geol. Paleont., 705 pp., 5 tavv., Trieste.

STEFANINI S. & CUCCHI F. (1977) - *Le ghiaie nel sottosuolo della pianura veneta ad oriente del F.Piave.* C.N.R., Quaderni Ist. Ricerca sulle Acque, **34** (3): 67-79, Modena.

STEFANINI S. & KOBEC O. (1978) - *Caratteristiche idrogeologiche e chimiche della falda freatica nell'anfiteatro morenico del Tagliamento.* C.N.R., Quaderni Ist. Ric. sulle Acque, **34** (8): 203-221, Modena.

STEFANINI S. & GIORGETTI F. (1996) - *I potenziali inquinamenti delle acque freatiche dell'alta pianura friulana ad opera delle discariche.* C.N.R.-G.N.D.C.I., Pubbl. n. 1376, LR4, 42 pp., 3 tavv., Di.S.G.A.M., Trieste.

STUIVER M. & POLACH H. (1977) - *Discussion: reporting of ^{14}C data.* Radiocarbon, **19**(3): 355-363, Tucson.

STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) - *Radiocarbon calibration Program.* Radiocarbon**, 35**: 215-230 ed aggiornamento *Radiocarbon calibration Program 1999 Rev. 4.1.2*, Tucson.

TARAMELLI T. (1870) - *Sulla formazione eocenica del Friuli.* Atti Acc. Udine, 1867-1868. Udine.

TARAMELLI T. (1875) - *Dei terreni morenici e alluvionali del Friuli.* Ann. R. Ist. Tecn. Udine, **8**: 1-91, Udine.

TARAMELLI T. (1881a) - *Carta geologica del Friuli.* Ed. Fusi, Pavia.

TARAMELLI T. (1881b) - *Spiegazione della carta geologica del Friuli (provincia di Udine).* Ed. Fusi, Pavia.

TELLINI A. (1892) - *Descrizione geologica della tavoletta "Majano".* In Alto, **3**: 18-25, 44-48, 76-81, Udine.

TELLINI A. (1900) - *Descrizione geologica della tavoletta topografica "Udine".* In: G. NALLINO (Ed.): *Carta geologico-agraria del podere d'istruzione del R. Istituto Tecnico di Udine e dintorni.* R. Staz. Sperim. Agr. Udine: 1-61, Carta geologica 1:50.000, Udine.

TOUMARKINE M. & LUTERBACHER H. (1985) - *Paleocene and Eocene planktonic foraminifera.* In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, 87-154, Cambridge

TUNIS G. & VENTURINI S. (1984) - *Stratigrafia e sedimentologia del Flysch Maastrichtiano-Paleocenico del Friuli orientale.* Gortania-Atti Museo Friul. St. Nat., **6**: 5-58, Udine.

TUNIS G. & PIRINI RADRIZZANI C. (1987) - *Flyschoid deposits of Goriska Brda (Collio) between Soca (Isonzo) River and Idrija (Iudrio) River - facies and paleoenvironments.* Geologija, **30**: 123-148, Ljubljana.

TUNIS G. & VENTURINI S. (1987) - *New data and interpretation on the geology of the southern Julian Prealps (eastern Friuli).* Mem. Soc. Geol. It., **40**: 219-229, Roma.

TUNIS G. & VENTURINI S. (1989a) - *Geologia dei colli di Scriò, Dolegna e Ruttars (Friuli orientale): precisazioni sulla stratigrafia e sul significato paleoambientale del Flysch di Cormons.* Gortania-Atti Museo Friul. St. Nat., **11**: 5-24, Udine.

TUNIS G. & VENTURINI S. (1989b) - *New data and interpretation on the geology of the southern Julian Prealps (Eastern Friuli).* Mem. Soc. Geol. It., **40** (1987): 219-229, Roma.

TUNIS G. & VENTURINI S. (1992) - *Evolution of the southern margin of the Julian Basin with emphasis on the megabeds and turbidites sequence of the southern Julian Prealps (NE Italy).* Geologica Crŏatica, **45**: 127-150, Zagreb.

TUNIS G. & UCHMAN A. (1996) - *Trace fossils and facies changes in Cretaceous-Eocene flysch deposits of the Julian Prealps (Italy and Slovenia): consequences of regional and world-wide changes.* Ichnos, **4**: 169-190, Abingdon.

VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A. (Eds.) (2002) - *Alpi e Prealpi Carniche e Giulie - Friuli Venezia Giulia.* Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, pp. 390, BE-MA Editore, Milano

PROGETTO GARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 166

VAIA F. (1982) - *Depositi proglaciali nella pedemontana friulana*. Incontri, n.s., **1**: 2-10, Trieste.

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*. Rev. Palaeobot. Palynol., **25**: 1-120.

VENTURINI C. (1988) - *L'anfiteatro morenico del Tagliamento: evidenze di archi würmiani sepolti nelle alluvioni dell'alta pianura friulana e relative implicazioni glaciali e neotettoniche*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., **10**: 65-80, Udine.

VENTURINI C. (1990) - *Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali*. 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.): *Glacies*. Comune di Udine - Mus. Friul. St. Nat., 23-106 Udine.

VENTURINI C., PONDRELLI M., DELZOTTO S., FONTANA C. & DISCIENZA K. (2002) - *Carta geologica delle Alpi Carniche*. S.EL.CA., Firenze.

VENTURINI C., ASTORI A. & CISOTTO A. (2004) - *The Late Quaternary evolution of the Friuli upper plain*. In: G. PASQUARÈ, C. VENTURINI & G. GROPPELLI (Eds.): *Mapping Geology in Italy*. S.EL.CA. Firenze.

VENTURINI S. (1987) - *Nuovi dati sul Tortoniano del sottosuolo della Pianura Friulana*. Gortania-Atti Mus. Friulano St. Nat., **9**: 5-16, Udine.

VENTURINI S. (2002) - *Il pozzo Cargnacco 1: un punto di taratura stratigrafica nella pianura friulana*. Mem. Sci. Geol., **57**: 11-18, Padova.

VENTURINI S. & TUNIS G. (1988) - *Nuovi dati ed interpretazioni sulla tettonica del settore meridionale delle Prealpi Giulie e della regione al confine tra Italia e Iugoslavia*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., **10**: 5-34, Udine.

VENTURINI S. & TUNIS G. (1991) - *Nuovi dati stratigrafici, paleoambientali e tettonici sul Flysch di Cormons*. Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat., **13:** 5-30, Udine.

VENZO G.A. & BRAMBATI A. (1969) - *Prime osservazioni sedimentologiche sul Flysch Friulano*. St. Trentini Sci. Nat., sez. A, **46/1**: 3-10, Trento.

VITRI S., LAVARONE M., BORGNA E., PETTARIN S. & BUORA M. (1991) - *Udine dall'età del bronzo ad età altomedievale*. Antichità Altoadriatiche, **37**: 71-122, Aquileia.

WICK L. (2004) - *Full- to late-glacial vegetation and climate changes and evidence of glacial refugia in the south-eastern Alps (Italy)*. XI Int. Palynol. Congr., Granada, July 2004. Polen, **14**: 497, Granada.

ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., GRANDESSO P., MONEGATO G., PAIERO G., POLI M.E. & STEFANI C. (in stampa/a) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 065 "Maniago"*. APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione A. Friuli Venezia Giulia. SELCA, Firenze.

ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., FONTANA A. & PAIERO G. (in stampa/b) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 086 "S. Vito al Tagliamento"*. APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione A Friuli Venezia Giulia. SELCA, Firenze.

ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., PIANETTI F. & SAURO U. (1982) - *Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale*. Mem. Sci. Geol., **35**: 355-376, Padova.

ZANFERRARI A., POLI M.E. & ROGLEDI S. (2003) - *The external thrust-belt of the eastern Southern Alps in Friuli (NE Italy)*. Mem. Sci Geol., **54** (2002): 154-162, Padova.

ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. J. Sedimentary Petrol., **50**: 21-29, Cambridge.

PROGETTO SARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 167

PROGETTO CARG

EXTENDED ABSTRACT

1. - GEOLOGICAL SETTING AND EVOLUTION

The area of the "Udine" Sheet is located between the Plio-Quaternary front and the foreland of the Eastern Southalpine Chain (ESC) (Fig. 2). 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 eastern Veneto and 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 embricate fan geometry and fault propagation folding and fault bend folding are the typical mechanisms of deformation. Activity of the main thrust fronts of the ESC migrated southwards: in the inner part of the ESC, basement thrust are present too, whereas the younger more external thrusts are found along the foothills of the mountain range, or buried in the plain, as in the Friuli plain (Fig. 3).

The evolution and present-day structural pattern of the ESC have been strongly controlled by inherited pre-existing structural configuration of the Mesozoic Adriatic passive continental margin, characterized by shallow marine carbonatic platforms and deep basins, separated by NW-SE-trending crustal normal faults. The inherited tectonic structures and paleogeography, influenced the development of lateral ramps along the main fronts, and changes of the geometry of the thrust sheets. Moreover, in the Carnian and Julian regions the ESC thrusts were also geometrically influenced by and partially or totally reused the inherited Paleogene, NW-SE trending thrusts of the W-verging External Dinarides. The paleogeography of the region definitely took shape during the Middle Jurassic (Fig. 5). It was dominated by the Friulian Carbonate Platform (FCP) where the Sheet totally lays. A basin domain, where the Liassic Belluno and the Upper Norian Carnic Basins and the older (Ladinian) Slovenian Basin have been distinguished, surrounds the

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 168

FCP clockwise. The Jurassic-Cretaceous evolution caused a FCP overall thickness of roughly 4 km. The Belluno Basin, and probably the Slovenian Basin too, reached the paleobathymetry of 1.200-1.500 m during the Late Cretaceous.

1.1. - DINARIC EVENT (LATEST CRETACEOUS - MIDDLE-LATE EOCENE)

As regards the central-eastern Friuli region, especially "Udine" Sheet area, the Dinaric event was really important, because it determined the extinction of the FCP, the accumulation of 4.000 m thick turbidites and a crustal shortening of many tens of km in E-W direction. At the beginning of Senonian, became the turbidite sedimentation in the Dinaric foredeep, developed from Slovenian Basin. The foredeep migrated towards WSW and during the Maastrichtian reached the transition basin-slope of the FCP, close to the present boundary between NE Italy and W Slovenia. The Dinaric foredeep continued to migrate westwards till the Middle Eocene, over the drowned FCP or else over a new carbonate platform that locally developed from the Paleocene and the Early Eocene. The 2.500 m thick *Grivò flysch* (GRI) and *Savorgnano marls and arenites* (SVO) represent the sedimentary reply to the Dinaric tectonic during the Late Paleocene - Early Eocene. The study area was finally reached by the Dinaric front (*Palmanova thrust* Auct.) during the Middle-Late Eocene, then uplifted and eroded probably till the end of the Oligocene.

1.2. - NEOGENE-QUATERNARY EVENTS (LATEST OLIGOCENE - HOLOCENE)

Since Latest Oligocene, the indentation 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 the Latest Oligocene to Langhian; 2) Neoalpine event, from the Serravallian to Present.

1) During the Insubric event, the Veneto-Friuli were located in a distal foreland, with a peripheral bulge initially located across the nowadays shore. The topographic load driven by far Alpine uplifts, witnessed by abundance in amphibolite facies metamorphic clasts of the arenites, caused a very weak crustal flexure. The foreland slowly spread towards SSW so that the Aquitanian-Langhian "Cavanella Group" 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. In the study area the Aquitanian-Langhian successions are present only in the subsurface.

2) During Serravallian-Present time span the Eastern Southalpine Chain (ESC) developed in two main phases, with σ_1 ranging from NNW-SSE and NW-SE and N-S.

a) The first one, from the Serravallian to Messinian, is the most important both for the structural effects and for the depocenter created in the Southalpine foredeep. In the mapped area the crustal shortening had a NW-SE direction and most of the tectonic structures are N60°-80° E striking. The SE fast migration of the ESC created a foredeep with the depocenter in the eastern Veneto-Friuli plain. The clastic wedge, more than 3 km thick, grew thinner quickly towards the Adriatic shoreline (225 m in the Cavanella 1 well; 0 m in the deep wells near Grado, along the shoreline southwards of Udine). Clast petrography

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 169

rich of carbonate, indicates a proximal source area of Southalpine pertinence. In the mapped area only a small part of the Messinian succession crops out (*Montello conglomerate*) at the hangingwall of Arba-Ragogna, Susans-Tricesimo and San Tomaso thrusts. In the other part of the subsurface of Sheet and just south of it, the Tortonian terrigenous platform succession is mainly present, but this already disappeared for tectonic uplift and erosion in the AGIP wells Terenzano 1 and Cargnacco 1. Lavariano 1 well is meaningful, it is just south of the others and in the foredeep weakly disturbed by thrust activity. The Serravallian mud succession is missing or extremely condensed, because the terrigenous *Tarzo marl* platform, that grew and prograded towards SSE in the foredeep, was too far for a sedimentary input. The younger terrigenous *Vittorio Veneto sandstone* platform of Tortonian age is well represented (428 m thick); this witnesses the fast migration of the Southalpine foredeep towards SE. Instead the *Montello conglomerate* is missing (for non-deposition considering the general framework) and a 385 m thick succession of Pleistocene deposits, transitional to continental, lay over the Tortonian arenites. The NW flexure during the Upper Miocene is estimated of 5-6°, with a peripheral bulge located in the nowadays shoreline.

b) The second phase, from Pliocene to Present, is less marked for its tectonic-sedimentary effects and presents in the central Friuli area σ_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 focal mechanisms of the minor earthquakes. The Plio-Quaternary evolution in the study area is marked by the growth of blind-thrusts in the subsurface of Udine plain and by the evolution of the thin skinned thrusts at the edge of the Prealps (in particular: Arba-Ragogna thrust and Susans-Tricesimo thrust-system). In the study area, except for the NW sector, the seismic line interpretation hasn't evidenced clear effects connected with the Messinian Salinity Crisis, which are instead very important in the subsurface of the central Friuli plain. In the southern part of the Sheet the bottom of the Quaternary deposits lays on a gently reworked surface over Miocene successions; this suggests a subaerial exposition of the upper part of the latter successions and the probably non deposition of Pliocene deposits in the investigated sector, as Lavariano 1 well witnesses.

2. - QUATERNARY EVOLUTION OF THE FRIULIAN UPPER PLAIN

The unravelling of the Quaternary geologic evolution of the eastern side of the Po Plain, where Udine Sheet is located, is very intricate. Actually from the Messinian this area, situated at the mouth of big alpine valleys, has probably been characterised by continental environment; during this interval many phases of sedimentation and erosion, characteristic of fluvial and glacial environment, have followed each other. The important interactions between exogenous and endogenous processes have to be added: the former ones are connected with global climatic fluctuations, the latter are caused by the weighty tectonic activity that is typical of this southern alpine edge. These last ones influenced heavily sedimentation and erosion rates, as well as the settlement space of the deposits.

For these issues the geologic evolution of the area is rather well defined since the end of the Late Pleistocene, whereas it is uncertain and sketchy going back in the time. The reason for these difficulties could be ascribed to the monotony of the sedimentary facies,

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 170

to the lack of chronostratigraphic data and also to the almost complete burying and the intense reshaping of the elder deposits. For the description of the recent geological evolution the geological Sheet "Udine" could be separated in three different areas; even though these are interconnected, different sedimentary and geomorphic processes have dominated them: 1) the morainic amphitheatre area where the ice tongues that had flown down Tagliamento River catchment stood during the cold climate phases; 2) the plain downstream of the morainic amphitheatre, dominated by alluvial sedimentary processes and influenced by the climatic fluctuations; 3) the Eocene relieves area less influenced by climatic oscillations.

The subsurface of the plain is mainly made by a monotonous succession of alluvial gravels till the basal boundary with the bedrock; the younger deposits are loose the older cemented. The succession isn't continuous, patches of preserved paleosols of different evolution degree are interbedded at different depths (see CARG-FVG 2 drilling in Chapt. V), while erosive surfaces aren't plainly distinguishable. Broad zones of the plain had been stable for a long time during the Quaternary, this is pointed out by the presence of the paleosols and the heavy weathering of some of them. These periods probably occurred at the same time of the global climatic improvement periods, when the riverbeds were confined in a trench (like nowadays condition), facilitating the weathering on the surface of the terraces. The aggradation resumed during the global climatic deterioration when there was a development of the ice masses in the mountains and a contemporary growing of the discharge and the sedimentary load of the rivers that built their alluvial fans at the end of the valleys, as during the LGM time.

In the evolution framework the presence of Pozzuolo and Udine thrusts have played an important role; their structural highs are nowadays made by the scattered rises between Variano and Pozzuolo and between Pasian di Prato and Buttrio. Near these thrusts the sedimentation has been more discontinuous, the thickness of the Plio-Quaternary succession decreases at few meters to effaces itself next to the rise of Pozzuolo thrust, whereas becomes thicker southward and westward of it. Here the Plio-Quaternary succession reaches several hundreds of meters of thickness. The relieves between Variano and Pozzuolo and between Pasian di Prato and Buttrio (Udine Hill included) are shaped in gravelly alluvial deposits with different cementation degrees. They represent the relict patches of alluvial surfaces isolated by the thrusts and dissected by the erosive action of Tagliamento, Torre, Natisone and other minor streams. For the lack of proxy data these deposits are generically ascribed to the *Friuli supersynthem* and their age is undetermined. Microrelief analysis and the development of their soil indicate that the hills between Variano and Pozzuolo weren't covered by fluvial sedimentation during the LGM time and they influenced with their presence the evolution of the Tagliamento outwash plain and the Natisone alluvial fan still during the LGM time. In the morainic amphitheatre area the *Plaino synthem* represents the remnants of a glacial advance that reach the upper plain probably during the middle Pleistocene, according to the weathering degree of their deposits. Subsurface data indicate that during the MIS 5 the Tagliamento River flew embanked between Majano and Fagagna. In the eastern part of the amphitheatre the gravel body of the *Borgo Ellero unit* is the evidence that before the LGM time a stream flew from a catchment rich in carbonatic rocks (paleoTorre

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 171

Stream?). The Eocene hills are located in the eastern side of the geological Sheet. They are the catchment of minor streams whose base level has been controlled by the alpine rivers. In this environment *secondary basin lower unit* represents the remnants of pre-LGM fluvial deposits respectively of Cornappo and Malina streams and preserved in their inner catchments. The geologic and geomorphologic evolution of these relieves has been linked with slopes' morphodynamic processes sometimes with mixed alluvial influence (colluvial, debris talus, landslides, debris-flow). It seems to have been influenced mostly by the structural framework and by the bedrock lithology than by the climatic fluctuations. In this area the *Partistagno unit* represents a *glacis* deposition disconnected between middle and late Pleistocene.

3. - LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE EVOLUTION OF THE FRIULIAN UPPER PLAIN

The geologic evolution of the area of the Sheet is better depicted since the end of the late Pleistocene, because most of the Quaternary sedimentary bodies that crop out nowadays were settled during the last twenty thousand years. This part of the evolution is sketchy subdivided in 5 different phases (Fig. 1 f.t.).

Phase 1. During the MIS 2, just after 22.000 a 14C BP, an early first advance of the Tagliamento glacier over the upper plain took place; this is evidenced by the glacial and fluvioglacial deposits of the *Santa Margherita subsynthem*. The plain, out of the morainic amphitheatre, should have been aggrading. Both during phase 1 and during phase 3 in the central-eastern side of the *sandur* outwash streams had to bypass firstly of Pasian di Prato and Udine relieves, then the ones from Variano and Buttrio.

Phase 2. From the position of maximum advance the glacier withdrew, even if it isn't quantifiable. The outwash streams began to trench the *sandur* and the outer moraines, along the Corno valley the main trench was filled by the gravels of the *Arcano unit*. More traces of these incisions are located in the Cormòr valley, but they aren't mappable. The effects of this withdraw aren't assessable in the plain, it is likely that at the mouth of these trenches there were telescopic fans.

Phase 3. The standing of the glacier in rear position ended at 19.000 a 14C BP, when the ice mass advanced again occupying few hundred meters upstream of the moraines of the phase 1 (*Canodusso subsynthem*). The morphology of the glacial deposits evidenced that the deposition and the ice mass flow were influenced by the hills located near the mouth of the valley. These are, namely: Ragogna Hill (elevation 512 m a.s.l.) and Susans Hill (elevation 286 m a.s.l.) towards south-west, Buia Hills (elevation 325 m a.s.l.) and Tarcento Hills (elevation 230-280 m a.s.l.) towards south-east. These small heights acted probably as *nunatak* and the ice tongue was split in four lobes. The first one (Pinzano lobe) flew towards southwest between the southern slopes of the Carnian Prealps, near Forgaria, and the ones of Ragogna Hill; few traces have been conserved because of later fluvial erosion. The second one (San Daniele lobe) bypassed the Miocene conglomerate step near Cimano and flew between Ragogna and Susans hills. The third one (Moruzzo lobe) flew towards south inside the wide sag located between Susans and Buia hills. The fourth one (Tarcento lobe) flew towards southeast between Buia hills and the southern slopes of the Julian Prealps near Tarcento. The four main outwash streams were located in the touch

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 172

zone between different lobes, and then their paths were subsequently filled by Tagliamento, Corno, Cormòr and Torre streams. These outwash streams, with the smallest ones contemporary present, reworked the older glacial and fluvioglacial deposits and settled on the upper plain wide fans, made by gravels and sandy gravels. These fans, whose dimensions were conditioned by the flow of the spillway and its length of activity, merged in the distal part in an indistinguishable way forming a *sandur*. The sector of the Premariacco fan inside the Sheet (Natisone catchment - *Premariacco synthem*) is ascribed to this phase too because of the same weathering of the surfaces. Nevertheless for the lack of chronological data we can't rule out that the Premariacco fan aggradation was begun during phase 1.

Phase 4. The Tagliamento glacier began its withdrawing after 18.000 a 14C BP, within it short advances took place, witnessed by several lateglacial ridges in the internal area of the morainic amphitheatre (*Remanzacco subsynthem*). These have been preserved in different number and morphology considering one lobe of the glacier from another: 5 for the San Daniele lobe *(Muris unit*), 8 for the Moruzzo lobe (*Majano unit*) and 6 for the Tarcento lobe (*Collalto unit*). During this phase the outwash streams flew only towards the major paths described in Phase 3, thus the morainic amphitheatre and the apex of the *sandur* were trenched and terraced, while wide fans were settled downstream (*Remanzacco subsynthem*). Especially, microrelief analyses evidenced that Torre and Cormòr streams diverged in the eastern part, between Savorgnano, Remanzacco and Campoformido, which caused the upstream trenching and the downstream reworking of a wide part of the deposits of the *Canodusso subsynthem*. Torre Stream should have continued this process also after the complete withdrawing of the Tagliamento glacier in its valley. A similar situation happened at the Corno Stream spillway, where the decreasing of the sedimentary load caused a deep trenching, which created the high terrace slopes between Rive d'Arcano and Mereto di Tomba, while wide portions of the *sandur* were disconnected. The confining of the fluvial activity shifted several km downstream the depositional area, where a telescopic fan was settled; this is visible today between Mereto di Tomba, Basiliano and Sedegliano.

Phase 5. At the finished withdraw of the glacier the actual geologic and geomorphologic setting took shape. The Tagliamento River concentrated all the drainage of the valley in its path. Inside the morainic amphitheatre an endoreic drainage basin of the Corno and Cormòr streams developed. In the hollows between the morainic ridges small lakes took place, then marsh deposits or peat bogs filled most of them, only the Ragogna Lake has survived. In the new hydrological conditions the streams trenched their riverbed still further near the apex of the old *sandur*, the deposition area was shifted downstream distally (*Po synthem*). Thus let the maintaining of the conditions that facilitate the evolution of the medium developed soils located on the Pleistocene terrace surfaces. During this phase the Torre Stream followed two different ways upstream of Pradamano: one, today abandoned, got through Marsure flowing along the nowadays path of the Malina Stream; the other is the actual riverbed flowing through Cerneglòns. Instead, the Cormòr Stream has maintained roughly its course; it trenched further on the older alluvial deposits and nowadays it flows in a very narrow riverbed till Udine, settling its younger fan southwards of Pozzuolo.

PROGETTO GARD

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 173

4. - LEGEND

PLIOCENE-QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

ubiquitous units

Massive diamicton containing angular boulders in a muddy matrix, matrix-supported to clast-supported (landslide deposits) (UIN_{a1}); angular coarse gravels, poorly sorted, open-framework texture, clast lithology is homogenous and matches that of substrate (slope debris) (UIN_{a3}); gravels, gravelly sands, silty sands and mud, with local concentrations of organic matter and with tongues or lenses of sandy fine gravel (alluvial deposits of secondary watercourses and drainages between the main basins) (UIN_b); massive diamicton containing sub-angular to angular pebbles to boulders, muddy matrix, matrix-supported, deposit originated on an easily weathered substrate or quaternary deposits (colluvium)) (UIN_{b2}); laminated sand, silt and clay (lacustrine deposits) (UIN_{e2}); peats, silty sands, organic silt and clay that are weakly consolidated, massive to bedded (marsh deposits) (UIN_{e3}); stratified diamicton containing angular, coarse gravel supported by a muddy matrix; sub-rounded coarse gravels, sandy and slightly silty matrix, clast-supported to matrix-supported (deposits with mixed origin: gravity and/or debris flow and/or flash flood) (UIN_i). *Upper Pleistocene - Present*

Partistagno unit

Massive to bedded diamicton containing angular pebbles and boulders in a muddy matrix, clast-supported to matrix-supported, interbedded with massive, blue clay intervals (glacis deposits) (USG_{b8}). *Middle Pleistocene ? - Upper Pleistocene ?*

secondary drainage basins upper unit

Sub-rounded to rounded coarse gravels, sandy matrix, clast-supported to partially open-framework texture, with tongues and lenses of sand and gravel; sandy silts and sands, massive to bedded (alluvial deposits) (BTR_b). *Upper Pleistocene - Present*

secondary drainage basins lower unit

Angular to sub-rounded coarse gravels, massive to crudely bedded, sandy matrix, clast-supported to partially open-framework texture, generally cemented (alluvial deposits) (BTN_b). *Middle Pleistocene? - Upper Pleistocene*

PO SYNTHEM

Sub-rounded coarse gravels and sandy gravels, horizontally bedded to cross-bedded, sandy matrix, clast-supported to partially open-framework texture, with lenses and tongues of sand and silty sand; upper boundary partially erosive, partially made by the reworked original depositional surface characterised by A-C type profiles with a weakly developed A horizon (10YR colour), erosive lower boundary (alluvial deposits) (POI_b). *Holocene - Present*

SPILIMBERGO SYNTHEM (Tagliamento river drainage basin)

The fluvioglacial deposits outcropping along the valley slopes of Corno stream from

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 174

Rive d'Arcano to Pantianicco and in spotty outcrops in the Torre streambed were mapped as unsubdivided, Spilimbergo synthem (SPB_b). *Upper Pleistocene*

Remanzacco subsynthem (Tagliamento river and Torre stream drainage basin)

Sub-angular to sub-rounded coarse gravels, horizontally bedded to cross-bedded, sandy and slightly silty matrix, partially open-framework to matrix-supported texture, with beds, lenses and tongues of sand and mud, which locally predominate over clasts (fluvioglacial deposits) (SPB_{4b5}); sub-angular gravels and sands, locally cemented, cross bedded, clast-supported (ice-contact deposits) (SPB_{4b5}); massive diamicton containing boulders, with massive to laminated beds, lenses and tongues of gravelly sand and silt, angular to sub-rounded clasts, striated, faceted, locally polished, silty to silty/sandy matrix, consolidated to overconsolidated, matrix-supported (undifferentiated till) (SPB_{4c1}); massive diamicton, with boulders, overconsolidated, sub-rounded to sub-angular clasts, striated, faceted and polished, silty matrix, matrix-supported (lodgement till) (SPB_{4c4}); massive diamicton, consolidated, with many boulders, angular to sub-angular clasts, striated, faceted and locally polished, matrix-supported to clast-supported (melt-out till) (SPB_{4c5}); laminated sandy silts, with dropstones (glaciolacustrine deposits) (SPB_{4c6}); upper boundary partially erosive, partially made by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C or A-C type profile soils (7.5YR-10YR colour), lower boundary erosive. **Muris unit** (SPB_{4A}), **Majano unit** (SPB_{4B}) and **Collalto unit** (SPB_{4C}), related with the three different lobes of Tagliamento glacier, were distinct. *Upper Pleistocene*

Canodusso subsynthem (Tagliamento river drainage basin)

Sub-rounded very coarse gravels and slightly silty sandy gravels, massive to horizontally bedded to cross-bedded, sandy matrix, clast-supported to partially open-framework texture, with sandy beds, lenses and tongues (fluvioglacial deposits) (SPB3b); massive diamicton containing boulders, with sandy and silty beds, lenses and tongues, massive to laminated, angular to sub-rounded clasts, striated, faceted and locally polished, silty to silty sandy matrix, consolidated to overconsolidated, matrix-supported (undifferentiated till) (SPB_{3c1}); massive diamicton, overconsolidated, with boulders, gravelly beds, lenses and tongues massive to laminated, sub-rounded to sub-angular clasts, striated, faceted and polished, silty matrix, matrix-supported (lodgement till) (SPB_{3c4}); massive diamicton, consolidated, with many boulders, gravelly sandy and silty beds, lenses and tongues massive to laminated, sub-rounded to angular clasts, striated, sandy-silty matrix, matrix-supported to clast-supported (melt-out till) (SPB_{3c5}); upper boundary partially erosive, partially made by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C type profile soils (7.5YR-10YR colour), lower boundary erosive. *Upper Pleistocene*

Arcano unit (Tagliamento river drainage basin)

Sub-rounded to rounded gravels, horizontal to cross bedding, weakly consolidated and cemented, sandy-silty matrix, clast-supported texture, with sandy beds, lenses and tongues; upper boundary erosive below the Canodusso subsynthem, lower boundary erosive above Santa Margherita subsynthem (fluvioglacial deposits) (SPB_{2b}). *Upper Pleistocene*

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 175

Santa Margherita subsynthem (Tagliamento river drainage basin)

Sub-angular to sub-rounded coarse gravels, locally cemented, sub-horizontally bedded, sandy matrix, clast-supported (fluvioglacial deposits) (SPB_{1b}); massive diamicton containing boulders, sub-angular to sub-rounded clasts, striated and faceted, silty to silty-sandy matrix, consolidated to overconsolidated, locally cemented, matrix supported (undifferentiated till) (SPB_{1c1}); massive diamicton, overconsolidated, with boulders, sub-rounded to sub-angular clasts, striated, faceted and polished, silty matrix, matrix-supported (lodgement till) (SPB_{1c4}); upper boundary partially erosive, partially made by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C type profile soils (7.5YR colour), lower boundary erosive. *Upper Pleistocene*

PREMARIACCO SYNTHEM (Torre stream drainage basin)

Sub-rounded to rounded gravels, distinct horizontal bedding to cross-bedding, locally cemented, sandy and slightly silty matrix, clast-supported to matrix-supported, with sandy to muddy lenses and tongues; upper boundary partially erosive, partially made by the reworked original depositional surface characterised by A-B-C type profile soils (7.5YR-10YR colour), lower boundary undetermined (alluvial deposits) (PEC_b). *Upper Pleistocene*

FRIULI SUPERSYNTHEM

Unsubdivided FRIULI SUPERSYNTHEM

Sub-rounded to rounded coarse conglomerates, horizontally bedded to cross-bedded, sandy to muddy/sandy matrix, clast-supported to partially open-framework texture, with muddy/sandy lenses and beds; upper limit erosive, locally made by the reworked original depositional surface characterised by well developed soils (5YR-7.5YR colour), lower boundary erosive and locally with angular unconformity over the pre-Pliocene substrate (SF). *Pliocene-Upper Pleistocene*

Borgo Ellero unit (Torre stream drainage basin?)

Sub-rounded gravels, horizontally bedded, consolidated and locally cemented, clast-supported to partially open-framework texture; upper boundary erosive, lower boundary undetermined (alluvial deposits) (ELR_b). *Middle Pleistocene?-Upper Pleistocene?*

PLAINO SYNTHEM (Tagliamento river drainage basin)

Massive diamicton containing, angular to sub-angular clasts, striated and faceted, silty with sand matrix, consolidated, matrix-supported (undifferentiated till) (PLI_{c1}); massive diamicton, overconsolidated, with boulders, sub-rounded to sub-angular clasts, striated, faceted and polished, silty matrix, matrix-supported (lodgement till) (PLI_{c4}); upper boundary erosive, lower boundary characterised by a 7.5YR colour paleosol, intercepted at 123 m a.s.l. in CARG-FVG S-1 drilling. *Middle Pleistocene*

MIOCENE SUCCESSION

MONTELLO CONGLOMERATE

Conglomerates containing mostly limestone and dolostone clasts, with sandstone and

PROGETTO CARG

Note_udine.qxd 23/01/2008 22.58 Pagina 176

mudstone interbeds. In the mapped area, two members of the formation crop out: **conglomerate member**: poorly sorted conglomerates with sub-angular to sub-rounded pebbles, thickly to very thickly bedded, with locally variable, decimetre-scale interbedding of yellowish sandstone and grey to greenish mudstones (MON_3); **sandstone/mudstone member**: weakly cemented light grey sandstone and grey mudstone, containing Oistreidae and various plant remains, and with subordinate conglomerate beds containing rounded to sub-rounded pebbles (MON_2). *Upper Tortonian - Lower Messinian*

PALEOGENE TURBIDITE SUCCESSION

SAVORGNANO MARLS AND SANDSTONES

Hybrid marl/sandstone turbidites, fine to medium sand grains, with S/M lower than 1; the thicker beds (0,5 to 1 m) have fine conglomeratic bases with chert and quartz clasts and, locally, benthic macroforaminifera bioclasts; rare interbeds of very thickly bedded turbidites, with conglomeratic bases. Grey/blue marls and clay/marls with generally indistinct, very thick bedding. *Ypresian p.p.*

GRIVÒ FLYSCH

Siliciclastic and hybrid turbidites, thin to medium-bedded; carbonate turbidites with bed thickness and clast size larger than the other turbidite units, interbedded carbonate megabeds, tens to hundreds of meters thick, locally contain basal olistostrome (GRI_a) and paraconglomerate bodies rich in chert (GRI_b). *Thanetian? - Ypresian p.p.*

PROGETTO CARG