

8 GEOLOGIA

ALDINO BONDESAN¹, ALESSANDRO FONTANA¹, PAOLO MOZZI¹, SANDRA PRIMON¹, VALENTINA BASSAN², ANDREA VITTURI²

8.1. PREMESSA

Dopo aver acquisito le necessarie conoscenze su tutto il territorio provinciale in ordine alla pedologia e alla geomorfologia, si è affrontato lo studio per la realizzazione della carta geologica del territorio provinciale, e questo grazie ai dati sul sottosuolo raccolti nel corso degli studi precedenti.

Si è quindi deciso di passare dalle due dimensioni spaziali alla terza, anche se autorevolmente è stato detto che il modello geologico realizzato è “davvero unico, particolare, assolutamente originale ... perché caratterizzato da ben cinque dimensioni. Sì, cinque dimensioni; quelle tridimensionali dello spazio, più la dimensione temporale e, infine, la dimensione antropica”³.

Ben presto però, sulla base della collaborazione con APAT⁴, Regione Veneto e altri enti per realizzare i fogli CARG 1:50.000 “Venezia”, Chioggia - Malamocco” e “Portogruaro”, si è constatato che la mancanza dei fondi necessari per eseguire indagini indispensabili allo scopo impedivano l'effettiva realizzazione del progetto col dettaglio e le informazioni richieste.

Si è però deciso di procedere ugualmente, anche se in modo diverso rispetto ai canoni APAT, in quanto una cartografia geologica di buon dettaglio era ugualmente realizzabile considerando l'ampia documentazione esistente e la presenza di un team di specialisti affiatati ed esperti, con un bagaglio di conoscenze pregresse relative al territorio provinciale.

E' stato così realizzato lo studio “Le unità geologiche della provincia di Venezia”, corredato dalla “Carta delle unità geologiche della provincia di Venezia” in scala 1:50.000.

Essa viene riportata in questo volume alla scala 1:100.000 (Tav. 10). Alla carta è allegata una cinquantina di profili geologici che descrivono in modo dettagliato il sottosuolo fino a 10 - 30 m di profondità, ai quali vengono associati schemi e sezioni-tipo rappresentative delle unità geologiche delimitate in carta.

Le unità geologiche della provincia di Venezia rappresentano quindi il punto d'arrivo di un'attività pluridecennale che ha visto impegnato il Servizio Geologico provinciale nel campo delle ricerche su suolo e sottosuolo, sia in autonomia che in collaborazione con altri enti. Nella sua impostazione generale esso assume una finalità eminentemente di carattere pratico e di diretta applicazione per una molteplicità di utenti, sia della Pubblica Amministrazione che del mondo professionale, il tutto in un ambito di rigore scientifico e metodologico.

Lo studio è stato organizzato in forma schematica e sintetica al fine di realizzare un agile, ancorché detta-

gliato, strumento di consultazione per tutti coloro che operano nel campo della geologia.

8.2. EVOLUZIONE GEOLOGICA TARDOQUATERNARIA DELLA PIANURA VENETO-FRIULANA

ALESSANDRO FONTANA¹

La provincia di Venezia si estende da NE a SW tra il corso del fiume Tagliamento fin quasi a quello del Po, comprendendo tutta la fascia costiera della pianura veneta e una porzione di quella friulana; il limite geografico occidentale di quest'ultima è infatti rappresentato dal Livenza. Nel complesso la provincia comprende quasi un terzo della pianura costiera dell'Italia nord-orientale e il suo assetto stratigrafico, quindi, è rappresentativo della storia geologica tardopleistocenica e olocenica della pianura che si affaccia sull'Adriatico settentrionale.

Le caratteristiche degli elementi rappresentati nella Carta delle unità geologiche (Tav. 10) sono intimamente legate agli elementi geomorfologici riconoscibili in superficie e, complessivamente, sono il prodotto dei processi deposizionali ed erosivi attuatisi tra le fasi finali del Pleistocene e l'Attuale, ossia negli ultimi 150.000 anni circa. Le ricerche condotte in questi ultimi anni, soprattutto a seguito dei progetti di cartografia geomorfologica, pedologica e geologica riguardanti la provincia di Venezia e, più in generale, la pianura veneta e friulana (BONDESAN *et al.*, 2004a; BONDESAN & MENEGHEL, 2004; RAGAZZI *et al.*, 2008; RAGAZZI & ZAMARCHI, 2008; ARPAV, 2005; FONTANA, 2006; TOSI *et al.*, 2007a; 2007b; ZANFERRARI *et al.*, 2008a; 2008b; 2008c; FONTANA *et al.*, 2012) hanno consentito un deciso avanzamento delle conoscenze geologiche del territorio e dell'evoluzione che esso ha subito. Qui vengono esaminati e riassunti i concetti descritti originariamente nelle note illustrative della Carta geomorfologica della provincia di Venezia (FONTANA *et al.*, 2004; in: BONDESAN & MENEGHEL, 2004), introducendo le conoscenze più recenti e ampliando lo spazio dedicato agli aspetti stratigrafici

¹ Università di Padova - Dipartimento di Geografia.

² Provincia di Venezia - Servizio Geologico e Difesa del Suolo.

³ Dalla “Prefazione” di Pietro Antonio De Paola (Presidente Consiglio Nazionale Geologi) e Danilo Belli (Presidente Ordine Geologi Regione Veneto) al volume “Le unità geologiche della provincia di Venezia” (2008).

⁴ Già Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e del Territorio (APAT) e ora Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), che però altro non sono che il “Servizio Geologico d'Italia” d'antica memoria.

e geologici che servono alla comprensione del primo sottosuolo.

I dati attualmente disponibili per la pianura veneziana consentono di descrivere con una discreta affidabilità l'assetto stratigrafico dei depositi presenti nei primi 30 m circa di profondità, mentre per il sottosuolo più profondo si possono tratteggiare solo alcune caratteristiche generali. Infatti, le comuni indagini geognostiche si spingono solitamente fino a 15-30 m. I sondaggi a carotaggio continuo profondi 30-50 m sono in numero limitato e quelli che raggiungono i cento metri corrispondono quasi esclusivamente ai pochi carotaggi realizzati per i nuovi fogli della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (progetto CARG)⁵.

8.2.1. Cenni di geodinamica e origine della pianura veneto-friulana

La realizzazione dei nuovi fogli della carta geologica d'Italia (progetto CARG Regione Veneto e CARG Friuli Venezia Giulia), nel complesso ha fornito una dettagliata sintesi dell'evoluzione geologica-strutturale del territorio provinciale dalla fine del Paleozoico all'Attuale (ad es. ZANFERRARI, 2007; ZANFERRARI *et al.*, 2008c). La pianura veneto-friulana rappresenta la superficie del riempimento di età terziaria e quaternaria di un bacino deposizionale che è situato all'estremità nord-orientale della microplacca adriatica. Si tratta dell'avampaese condiviso fra il settore orientale delle Alpi meridionali e gli Appennini settentrionali. La prima corrisponde a una catena a thrust sud-vergenti sviluppatesi a partire dal Paleogene, mentre la seconda è una catena a thrust con vergenza nord-orientale formatasi dal Neogene (MASSARI, 1990; DOGLIONI, 1993).

Il fronte alpino più meridionale è sepolto sotto la piana alluvionale pedealpina, mentre nel settore più orientale, quello friulano, alcuni dei sovrascorrimenti più esterni affiorano in parte nel mezzo della pianura friulana e, vicino a Udine, hanno creato alcuni terrazzi tettonici sollevati di pochi metri (ZANFERRARI *et al.*, 2008a; FONTANA, 2006). Il settore più meridionale della pianura veneta, invece, è stato influenzato fin dal Miocene superiore dall'attività di espansione verso nord dell'avampaese appenninico, i cui thrust più esterni si trovano sepolti al di sotto dell'attuale corso del fiume Po. L'influenza della tettonica appenninica ha provocato un tilting con immersione verso sud che viene sentito fino alla zona di Venezia (CARMINATI *et al.*, 2003). La subsidenza indotta dal carico tettonico dell'Appennino settentrionale ha prodotto oltre metà dell'abbassamento verificatosi nell'area della laguna veneta nel Pleistocene, ossia circa 500 m (CARMINATI *et al.*, 2003; BARBIERI *et al.*, 2007).

Tuttora i tassi di subsidenza media annua⁶ calcolate sugli ultimi 125.000 anni indicano che tutta la pianura costiera veneto-friulana è in subsidenza, ma i valori manifestano un netto incremento procedendo dalla zona friulana verso quella padana. In particolare, mentre il tasso di affondamento nella zona tra

Tagliamento e Livenza è di circa 0,45 mm/a, tra Livenza e Venezia è di 0,5-0,6 mm/a e aumenta poi notevolmente a sud di Chioggia, dove supera anche 1 mm/a (FERRANTI *et al.*, 2006; ANTONIOLI *et al.*, 2009). Fra le varie faglie con andamento NNW-SSE rappresentate in numerose pubblicazioni, il recente lavoro di rianalisi ha documentato l'importanza della faglia Schio-Vicenza anche durante il Quaternario, mentre gran parte degli altri lineamenti con simile andamento sembrano aver avuto una scarsa attività, che in genere non ha dislocato la base del Pleistocene (ZANFERRARI, 2007).

Oltre alle deformazioni tettoniche, l'evoluzione plio-quaternaria è stata fortemente influenzata dall'evento verificatosi circa cinque milioni di anni fa durante il piano cronostratigrafico denominato Messiniano; in questo periodo del Miocene la chiusura dello stretto di Gibilterra portò all'abbassamento del livello del Mediterraneo di parecchie centinaia di metri, causando l'emersione di vasti territori, fra cui tutta l'area considerata, e sottoponendoli così ad una notevole erosione alluvionale. Tale processo portò alla riorganizzazione del reticolo fluviale principale e diede origine a molte delle principali valli alpine e delle maggiori depressioni esistenti nel substrato della pianura; queste ultime sono riconoscibili solo grazie all'esplorazione sismica condotta per la ricerca petrolifera e hanno guidato la sedimentazione marina pliocenica e quella marina e alluvionale quaternaria. Nella Fig. 8.1 è riportato lo schizzo geologico strutturale della pianura veneto-friulana, col profilo geologico del settore centrale.

8.2.2. I megafan alluvionali

L'aspetto attuale della pianura veneto-friulana è fortemente legato all'evoluzione tardo pleistocenica e olocenica dei fiumi alpini Isonzo, Tagliamento, Piave, Brenta e Adige (Tab. 8.1).

Essi hanno infatti ripetutamente cambiato percorso a valle del loro sbocco montano interessando aree

⁵ Vedi anche il capitolo 5 "Banche dati" e la cartografia di Tav. 7.

⁶ L'apparente non concordanza tra i dati sui valori di subsidenza qui indicati e quanto riportato nel capitolo 16 "Subsidenza" e nella cartografia della Tav. 15 si può spiegare con la differenza che vi è tra i dati a lungo termine (e cioè i 125.000 anni cui si fa qui riferimento) e quelli a breve termine (1992-2002 del cap. 16). I tassi attuali, infatti, sono frutto della situazione che a scala geologica è considerabile come istantanea, in cui cioè l'evidenza di tendenze momentanee e il peso delle attività umane è marcato. Nelle osservazioni a breve termine, quindi, vi possono essere delle zone che stanno affondando con velocità molto elevate, mentre in altre aree il terreno appare in sollevamento. Se si esamina la subsidenza a lungo termine, quindi su periodi talmente lunghi da togliere le "anomalie" momentanee, risulta indiscutibile che la pianura si sta abbassando, altrimenti non si avrebbe deposizione. Di conseguenza i dati apparentemente non concordanti sono tali in quanto riferiti a scale temporali diverse; in entrambi i casi, però, il territorio provinciale risulta in abbassamento più o meno evidente; del resto ciò viene confermato dalle indagini CNR precedenti, citate nel capitolo 16.

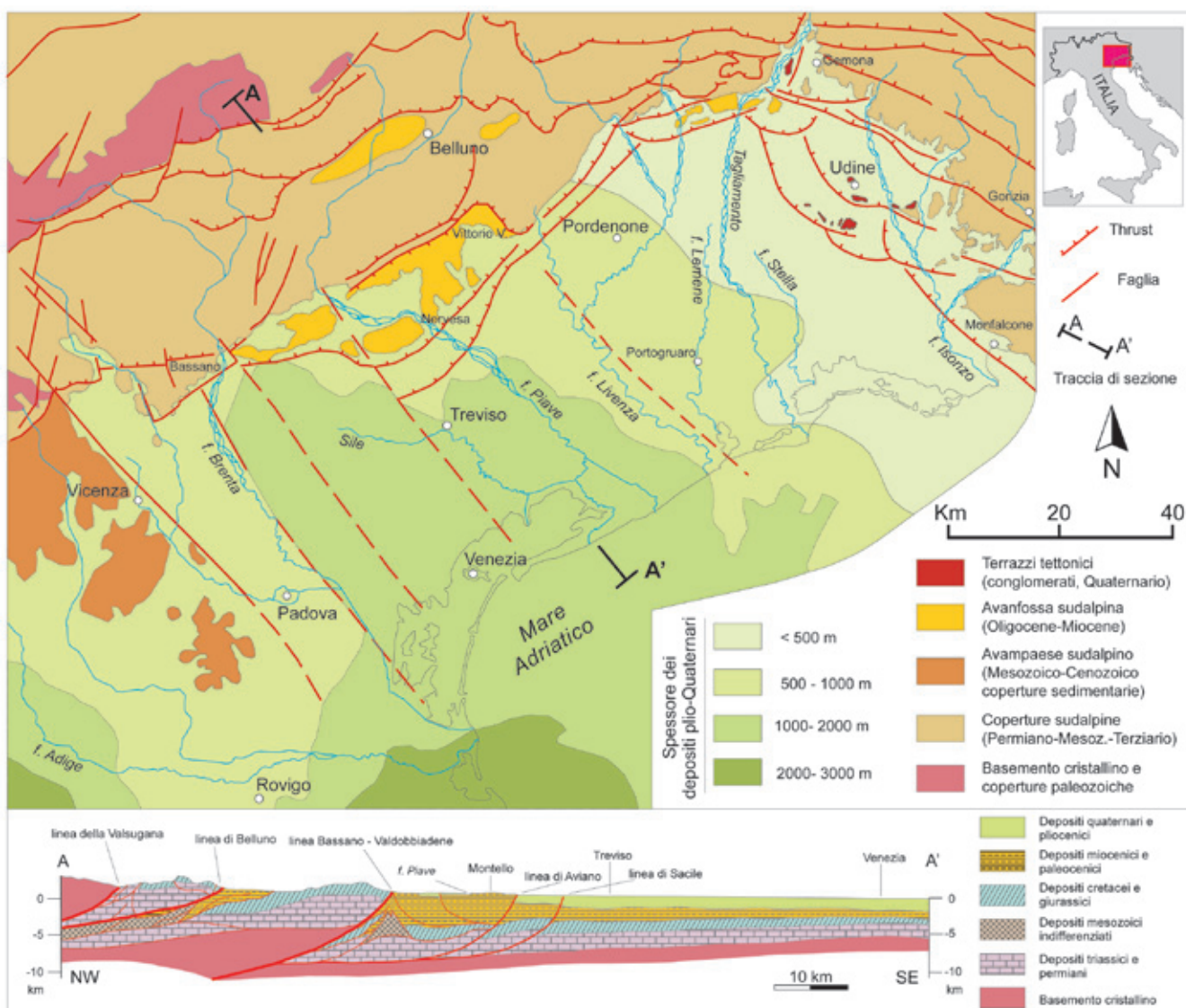


Fig. 8.1 - Schizzo geologico strutturale della pianura veneto-friulana, con profilo geologico del settore centrale (da REGIONE VENETO, 1990; GASPERI, 1997; PERUZZA *et al.*, 2002, modificati).

Fiume	Bacino (km ²)	Lunghezza (km)	Quota massima del bacino (m)	Precipitazioni annue medie (mm/a)	Portata media annua (m ³ /s)	Portata di picco (m ³ /s)	Quota alveo allo sbocco in pianura (m)
Isonzo	3430	140	2760	1800	230	4400	65
Tagliamento	2580	172	2780	2150	109	4500	130
Piave	3899	222	3162	1330	132	4250	85
Brenta	1787	160	3079	1386	71	2810	130
Adige	11.954	410	3890	933	220	4000	100

Tab. 8.1 - Caratteristiche idrologiche e del bacino di drenaggio dei maggiori fiumi alpini della pianura veneto-friulana (da SURIAN & RINALDI, 2003; NEGRISIN & STEFANI, 1974).

molto ampie, fino a coprire migliaia di km². Si sono così formati sistemi sedimentari, allungati fino al mare, che in pianta presentano una morfologia a ventaglio, mentre nelle tre dimensioni possiedono una forma simile a un cono appiattito (Fig. 8.2); tali sistemi, un

tempo genericamente descritti come conoidi (ad es. COMEL *et al.*, 1982; CASTIGLIONI, 1999; CASTIGLIONI & PELLEGRINI, 2001), ora sono definiti come megafan alluvionali (FONTANA *et al.*, 2004; 2008; MOZZI, 2005; FONTANA, 2006).

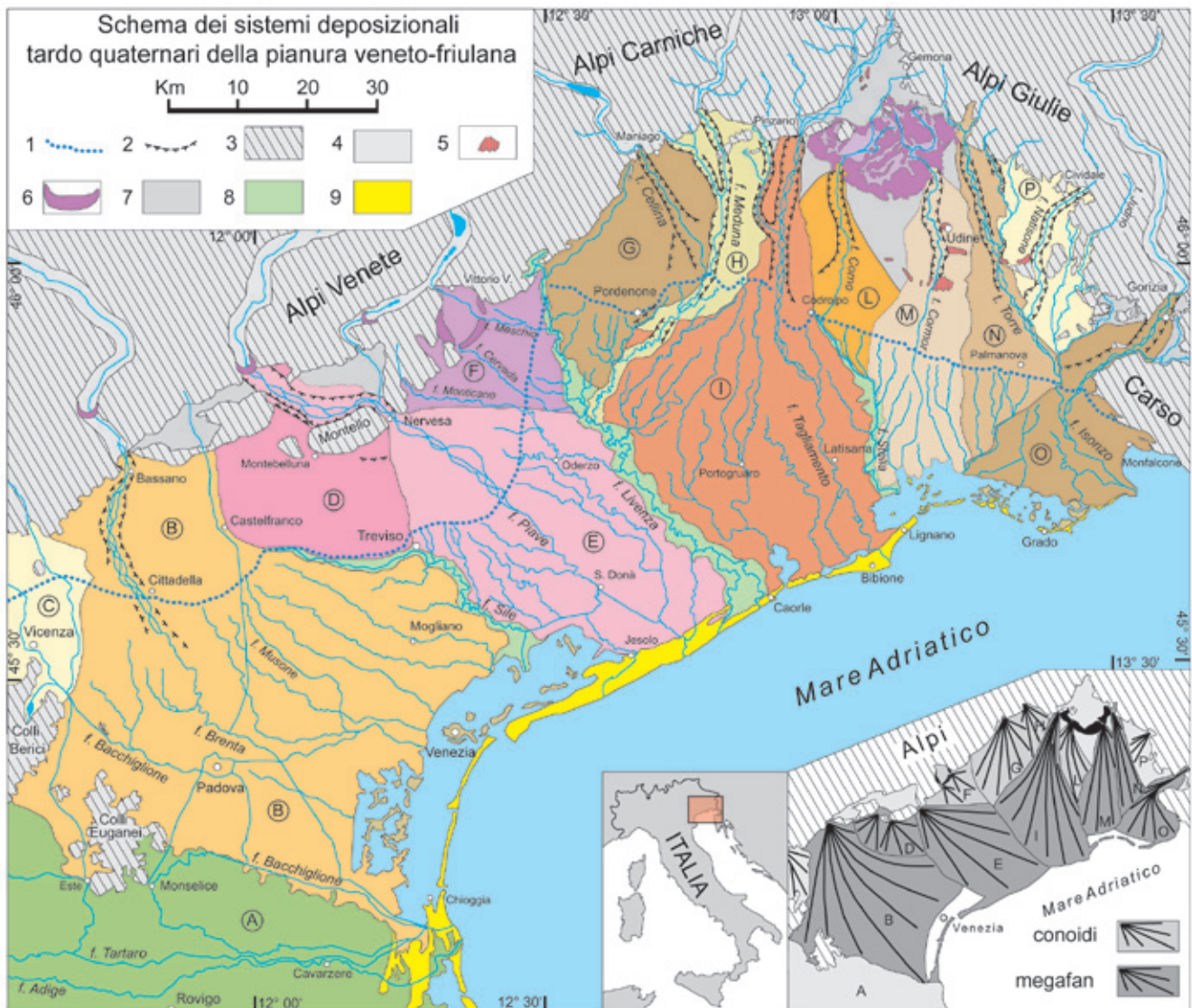


Fig. 8.2 - Schema dei sistemi deposizionali tardo quaternari della pianura veneto-friulana (modificato da FONTANA *et al.*, 2008). Nel riquadro in basso a destra uno schizzo semplificato dei conoidi e megafan.

Simboli: 1) limite superiore delle risorgive; 2) orlo di terrazzo fluviale; 3) aree montuose e collinari; 4) principali valli alpine; 5) terrazzi tettonici; 6) cordoni morenici; 7) depositi di interconoide e delle zone intermontane; 8) depositi dei principali fiumi di risorgiva; 9) sistemi costieri e deltizi.

Lettere: (A) pianura dell'Adige, (B) megafan del Brenta, (C) conoide dell'Astico, (D) megafan di Montebelluna, (E) megafan di Nervesa, (F) conoide del Monticano-Cervada-Meschio, (G) conoide del Cellina, (H) conoide del Meduna, (I) megafan del Tagliamento, (L) conoide del Natisone.

Nel settore meridionale della provincia hanno svolto la loro azione i sistemi fluviali di Adige e Po che non hanno formato dei megafan, ma hanno costituito la pianura deltizia padana, in cui le pendenze sono quasi nulle. Nell'area veneta e friulana, soprattutto a est del Naviglio Brenta, i diversi tratti di pianura costruiti dai maggiori fiumi sono ben distinguibili anche nella bassa pianura, dove i sedimenti sono essenzialmente fini e il gradiente topografico è compreso tra 3-0,5‰. La separazione tra i vari bacini deposizionali si fonda su dati geomorfologici, stratigrafici, pedologici e mineralogici. Nell'insieme, questi corpi sedimentari presentano quindi una evidente continuità spaziale dallo sbocco vallivo fino alle zone costiere e mostrano forme complessivamente "a ventaglio". Tuttavia, la loro notevole estensione areale, i limitati

gradienti topografici presenti nella bassa pianura, la caratteristica selezione granulometrica dei sedimenti (che da monte a valle passano da ghiaie a sabbie, limi e argille) li rendono piuttosto diversi dai classici conoidi alluvionali descritti in letteratura, caratterizzati invece solo da sedimenti grossolani (ad es. STAINSTREET & MCCARTHY, 1993). Quindi, il termine "conoide", in senso stretto, descrive bene le porzioni prossimali di questi sistemi alluvionali, cioè l'alta pianura, ma è ambiguo nel definire l'intera struttura deposizionale. Pare invece più adeguato il raffronto con i cosiddetti megafan alluvionali descritti originariamente nell'area pede-himalayana. Infatti il settore planiziale dell'Italia nord-orientale presenta varie similitudini con il sistema pede-himalayano dove è stato introdotto per la prima volta il termine megafan. Tale vocabolo, traducibile in

italiano come “megaconoide”, è correntemente utilizzato nella letteratura scientifica internazionale soprattutto nelle ricerche stratigrafiche, geomorfologiche e geologiche riguardanti le zone di avampaese delle catene a thrust, dove esistono sistemi deposizionali “a ventaglio” con estensione areale compresa tra 1000 e

50.000 km² (per una bibliografia specifica si veda FONTANA, 2006; FONTANA *et al.*, 2008; LEIRER *et al.*, 2005). Rispetto agli altri megafan descritti in letteratura internazionale, quelli della pianura veneto-friulana si distinguono per avere dimensioni relativamente piccole, essendo compresi tra 1000 e 2500 km² (Tab. 8.2).

Sistema alluvionale	Bacino (km ²)	Megafan alluvionale (km ²)	Lunghezza max (km)	Ampiezza max (km)	Quota alveo allo sbocco in pianura (m)	Quota max terrazzo più elevato (m)	Gradiente topografico della porzione apicale (‰)
Tagliamento	2580	1200	65	40	130	155	7 - 4
Piave	3899	1050	55	35	85	100	5 - 3
Brenta	1787	2600	75	50	130	145	6 - 4

Tab. 8.2 - Caratteristiche dei megafan alluvionali della pianura veneto-friulana (FONTANA *et al.*, 2008).

Vi sono anche alcuni sistemi alluvionali, come quelli dei torrenti Cellina e Meduna, che si esauriscono nell'area pedemontana e sono costituiti da depositi ghiaiosi in tutto il loro sviluppo. Una situazione particolare è rappresentata dal sistema del Piave di Montebelluna che, pur presentando caratteristiche di “conoide”, costituisce in realtà il solo settore affiorante di un megafan la cui sezione distale è stata sepolta successivamente dai sedimenti del Brenta (BONDESAN *et al.*, 2002b; MOZZI, 2005). Esistono inoltre dei sistemi compositi, formati dall'azione combinata di più fiumi di una certa importanza, come nel caso dell'Isonzo-Torre e del Monticano-Cervada-Meschio e degli scaricatori glaciali dell'anfiteatro di Vittorio Veneto. Con alcune differenze tra il settore padano e quello veneto-friulano, altri megafan sono riconoscibili lungo tutto il versante alpino della pianura padana, pur se definiti “conoidi alluvionali” in letteratura (CREMASCHI, 1987; GUZZETTI *et al.*, 1997; MARCHETTI, 2001; CASTIGLIONI & PELLEGRINI, 2001).

La dinamica che ha portato alla formazione dei megafan attualmente riconoscibili sulla superficie delle pianure del nord Italia si è ripetuta più volte nel corso del Quaternario. Nel sottosuolo, quindi, sono probabilmente presenti in successione verticale diverse generazioni di megafan e fan-delta che, però, potrebbero presentare forma, estensione, direzione media e valori di inclinazione anche molto differenti rispetto a quelli attualmente visibili in superficie. Dallo studio della distribuzione delle ghiaie nei primi cento metri del sottosuolo però si evidenzia la stabilità delle zone di apice, in genere coincidenti con i principali sbocchi vallivi attuali (STEFANINI & CUCCHI, 1977; DAL PRÀ *et al.*, 1977). Da notare, inoltre, che nella zona di interdigitazione tra i maggiori megafan esistono i più importanti corsi di risorgiva o di risorgenza carsica che con i loro sistemi hanno occupato quindi le aree depresse d'interfluvio. È questo il caso dei fiumi Aussa (tra megafan di Isonzo-Torre e Cormor), Stella (tra megafan di Cormor e Tagliamento), Livenza (tra megafan di Tagliamento e Piave), Sile (tra megafan

di Piave e Brenta) e Bacchiglione (tra megafan del Brenta e piana dell'Adige).

8.2.2.1. Differenziazione longitudinale

I megafan alluvionali presentano una differenziazione interna sia in senso longitudinale al loro allungamento sia trasversalmente. Nel complesso, le prime decine di chilometri di sviluppo dei megafan, dallo sbocco vallivo dei corsi d'acqua fino alla fascia delle risorgive, sono caratterizzate da depositi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi con pendenze comprese tra 7 e 2‰ e forme complessivamente assimilabili a quelle di conoidi alluvionali. Allontanandosi dal margine alpino, la diminuzione della capacità di trasporto dei corsi d'acqua ha impedito loro di veicolare sedimenti grossolani, consentendo il moto verso valle di sedimenti progressivamente più fini, che vanno a formare una pianura costituita da depositi di esondazione limoso-argillosi e da corpi di canale sabbiosi o, più raramente, ghiaiosi.

Questi tratti distali dei megafan corrispondono alla cosiddetta “bassa pianura”. Vi è, dunque, una netta soglia sedimentaria che limita le aree di deposizione delle diverse classi granulometriche.

A questi settori corrispondono inoltre differenti tipi di alveo e di facies sedimentarie, con una dinamica di retroazione in cui la variazione di ogni parametro influenza gli altri (MIALL, 1996). Attualmente, procedendo dallo sbocco vallivo, i maggiori fiumi quali Tagliamento, Piave e Brenta presentano dapprima un letto ghiaioso molto largo a canali intrecciati aventi una profondità di 1-2 m; più a valle, in genere poco a sud della linea delle risorgive, l'alveo diviene monocursale, prima di tipo wandering o a isole fluviali e poi a meandri. In tale settore l'acqua scorre in un canale profondo vari metri, con un'ampia zona d'esondazione in cui il fiume deposita sedimenti fini; nel tratto terminale, l'alveo diviene pensile e si ha la formazione di dossi fluviali rilevati rispetto alla pianura circostante. L'estensione e la morfologia dei megafan, assieme alla lunghezza dei tratti caratterizzati da alvei a canali

intrecciati, hanno subito vari cambiamenti spaziali e temporali, in funzione del variare dei principali fattori che regolano il sistema sedimentario: clima, gradiente topografico, rapporto tra portata liquida e solida, posizione del livello di base. Di conseguenza, confrontando situazioni di fasi cronologiche diverse, si possono evidenziare alvei braided che procedono oltre la costa attuale e sedimenti grossolani posti ben al di sotto della loro attuale zona di sedimentazione. In Italia settentrionale, gran parte delle cause di cambiamento degli stili fluviali alla scala delle migliaia e decine di migliaia d'anni sono attribuibili a cambiamenti climatici, con conseguente variazione delle portate liquide e della quantità di sedimenti resi disponibili per il trasporto fluviale (MARCHETTI, 1990; 2001; FONTANA *et al.*, 2008). In particolare, è stato durante il Pleistocene finale che si è verificata la maggior aggradazione, con formazione dell'attuale alta pianura e di buona parte di quella bassa (CASTIGLIONI, 2001; MOZZI, 2005; FONTANA *et al.*, 2008).

La differenziazione longitudinale della pianura ha condotto alla genesi di fasce fra loro distinguibili procedendo da monte verso valle. Gli eventuali cambiamenti di estensione dei diversi settori sono correlabili soprattutto con l'evoluzione dei cicli climatici o dei trend tettonici; in particolare, è la dinamica glacio-eustatica che con il suo influsso sui processi alluvionali e sulla posizione del livello marino può "spostare" la fascia delle risorgive e quella costiera, con importanti effetti sull'estensione delle diverse porzioni di pianura. Da queste considerazioni appare evidente che eventuali variazioni nella differenziazione longitudinale possono avvenire solo in tempi piuttosto lunghi se comparati alla scala umana, con cicli dell'ordine di migliaia e centinaia di migliaia di anni.

8.2.2.2. Differenziazione trasversale

Un'altra importante differenziazione interna dei megafan alluvionali, ma anche dei conoidi, è dovuta al fatto che, in un certo periodo, un sistema fluviale è attivo solo in una limitata fascia, mentre il resto del megafan o del conoide non è interessato da nuove sedimentazioni. I terreni abbandonati sono quindi soggetti alla pedogenesi e allo sviluppo del reticolo dei fiumi di risorgiva e del drenaggio locale. Quindi, se complessivamente con la sua attività un fiume alpino interessa tutto il suo sistema, per brevi periodi geologici (ad esempio gli ultimi 15.000 anni) vi possono essere alcune aree soggette a una intensa azione e altre praticamente inattive. Tale dinamica rende possibile l'esistenza di settori appartenenti al medesimo megafan, talvolta tra loro adiacenti, ma con caratteristiche idrologiche, pedologiche e geomorfologiche anche molto diverse. Nella pianura veneto-friulana le differenze tra i vari "spicchi" del megafan sono spesso notevoli e la separazione più evidente è quella tra le aree dove affiorano depositi pleistocenici e quelle dove hanno età olocenica recente.

Diversamente da quella longitudinale, la differenzia-

zione trasversale della pianura può essere soggetta a cambiamenti piuttosto rapidi e avvertibili anche a scala umana. Ne sono un esempio i fenomeni di avulsione fluviale, che possono verificarsi anche nell'arco di pochi anni o addirittura istantaneamente. Osservando la documentazione geologica si è notato che, nella bassa pianura veneto-friulana, l'abbandono di una porzione del megafan in favore di un'altra nel post-LGM si è verificato con una periodicità di centinaia e migliaia di anni; quindi, dal punto di vista cronologico, la variabilità trasversale dei megafan è inferiore di uno o due ordini di grandezza rispetto alla variabilità longitudinale.

8.2.2.3. Megafan telescopici o compositi: fasi di aggradazione ed erosione

Per la dinamica che regola i processi sedimentari degli ambienti alluvionali e costieri, nell'evoluzione dei megafan sono in genere riconoscibili fasi di aggradazione e fasi di erosione. Spesso queste dinamiche differenti si sono alternate all'interno di cicli legati soprattutto a quelli climatici e glacio-eustatici, riconoscibili su scala planetaria; tuttavia, in qualche caso, i due opposti processi sedimentari possono essersi verificati contemporaneamente in megafan adiacenti o addirittura possono anche coesistere in diversi settori del medesimo corpo sedimentario. A scala locale, un esempio si può riscontrare nei megafan del Brenta e del Tagliamento dove i fiumi creano dossi nel settore attivo, mentre in quelli non interessati dall'azione dei corsi alpini i corsi di risorgiva rimodellano con piccole incisioni la pianura preesistente. Complessivamente, pur esistendo alcune diversità nelle dimensioni e nella storia evolutiva, i megafan e i maggiori conoidi alluvionali della pianura veneto-friulana possono essere definiti compositi o polifasici, in quanto costituiti da più lobi deposizionali. Questi sistemi vengono detti anche telescopici poiché formati da più lobi minori che s'innestano uno nell'altro assumendo dimensioni minori e con apice situato più a valle, passando da quelli più antichi a quelli più recenti.

8.2.3. Evoluzione della pianura dal Pleistocene superiore all'Olocene

Al momento non sembra possibile definire uno schema cronostratigrafico applicabile a tutti i sistemi alluvionali della pianura veneto-friulana, ma si può comunque individuare un'importante fase morfogenetica comune, legata alle fasi finali dell'ultima glaciazione. Infatti, com'è accaduto in tutta l'Italia nord-orientale, anche la pianura ha subito una delle più importanti fasi evolutive durante l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM dall'inglese *Last Glacial Maximum*; per una definizione si veda OROMBELLI *et al.*, 2005), quando i ghiacciai alpini ebbero la massima espansione e alcuni arrivarono in pianura con le loro fronti. Le morfologie e i depositi formati durante quel periodo, compreso tra 30.000 e 17.000 anni fa circa, sono in genere ancora ben evidenti in superficie o si trovano a debole pro-

fondità, sepolti dai sedimenti più recenti; questi ultimi, essendosi formati in condizioni climatiche differenti, vengono genericamente definiti come post-LGM (ultimi 17.000 anni circa) (Fig. 8.3). Nel testo l'età dei depositi è indicata in anni ^{14}C BP quando è riferita al risultato di laboratorio dato dalla datazione al radiocarbonio, mentre è indicata in anni cal BP quando il risultato dell'analisi è stata corretta secondo le curve di calibrazione, ed è quindi calibrata. Nel primo caso, quando viene fatto riferimento ad una singola datazione, è indicata anche l'incertezza della misura, ad esempio ± 50 . Il metodo del radiocarbonio consente di datare materiali organici degli ultimi 40.000 anni, mentre per età più antiche si fa riferimento ad altri sistemi di geocronologia.

I dati riguardanti il pre-LGM (precedentemente a circa 30.000 anni fa) sono piuttosto scarsi e sono limitati ai pochi carotaggi stratigrafici che giungono ad almeno

30-40 m di profondità. In tutta la pianura compresa tra il Carso e l'Adige i sondaggi che consentono lo studio dei depositi situati a 50-100 m sotto la superficie sono circa una ventina e hanno consentito di campionare sedimenti databili fino a 150.000-200.000 anni fa, cioè risalenti alle fasi finali del Pleistocene medio. Le informazioni permettono di riconoscere alcuni importanti *marker* stratigrafici, ma l'evoluzione geologica può essere delineata solo sommariamente. L'unico tratto di pianura in cui depositi alluvionali precedenti all'ultimo massimo glaciale sono affioranti è quello compreso tra il Montello e l'area delle sorgenti del Sile, nell'alta pianura trevigiana (Bondesan *et al.*, 2002; Mozzi, 2005). Tali sedimenti costituiscono il megafan di Montebelluna, costruito dal fiume Piave, quando esso giungeva in pianura a ovest del Montello, attraverso i varchi di Cornuda e Biadene, invece che a est come accade attualmente.

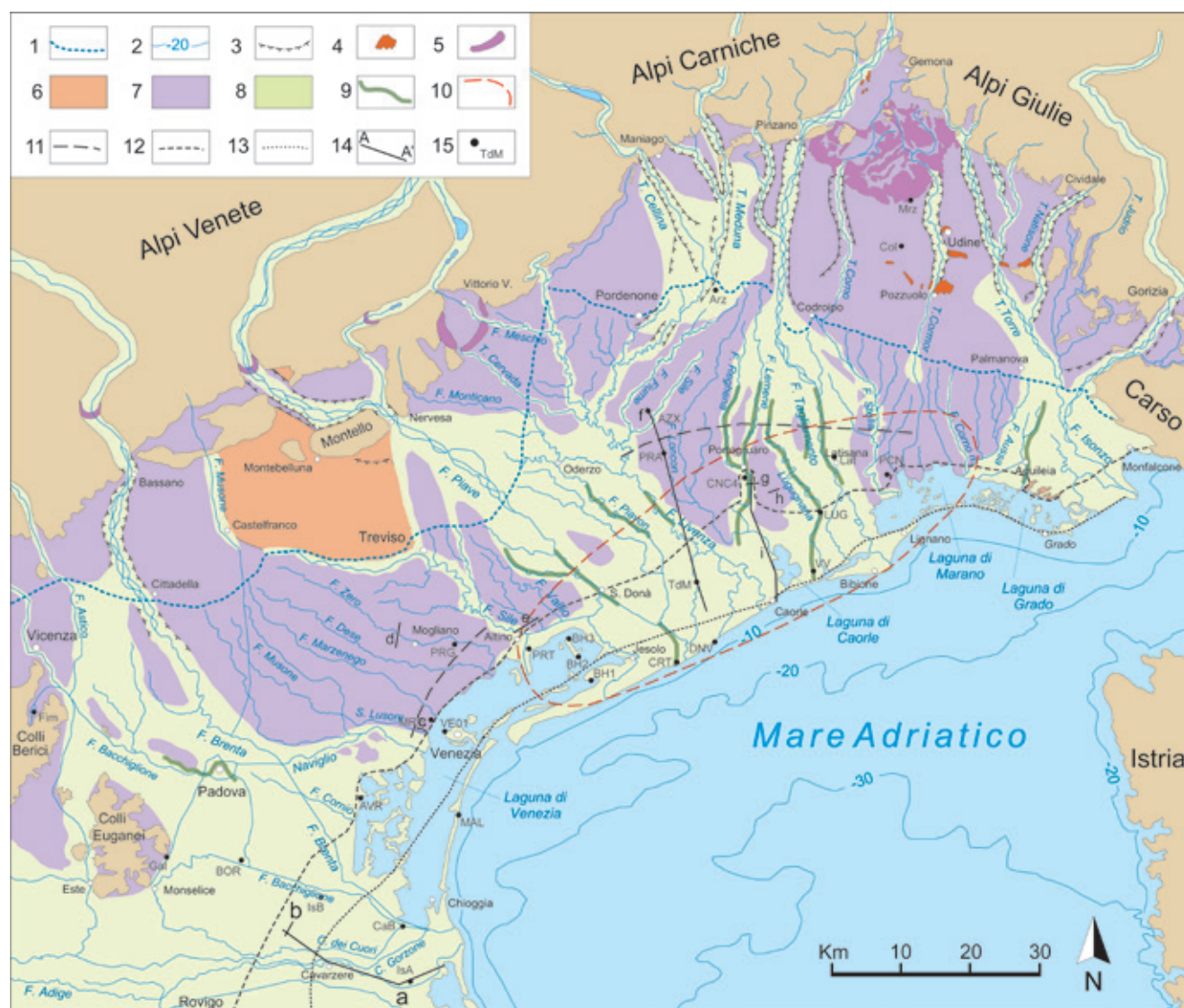


Fig. 8.3 - Età delle superfici nella pianura veneto-friulana (modificato da FONTANA *et al.*, 2008).

Legenda: 1) limite superiore delle risorgive; 2) isobate; 3) orli terrazzo fluviale; 4) terrazzo tettonico; 5) apparati morenici del LGM; 6) sedimenti pre-LGM; 7) sedimenti LGM; 8) sedimenti post-LGM; 9) tracce di incisioni fluviali post-LGM; 10) area con potenti orizzonti torbosi del MIS 3; 11) limite lagunare interno nel Tirreniano; 12) massimo limite lagunare interno olocenico; 13) limite più interno dei depositi costieri olocenici; 14) traccia delle sezioni stratigrafiche riportate nel testo: a) Fig. 8.13b, b) Fig. 8.14, c) Fig. 8.8, d) Fig. 8.10, e) Fig. 8.7, f) Fig. 8.5, g) Fig. 8.11, h) Fig. 8.9; i) Fig. 8.13a; 15) carotaggi.

Date le notevoli dimensioni, è probabile che il megafan di Montebelluna si sia formato durante un periodo glaciale, forse la penultima glaciazione. Esso in realtà è formato da due sistemi affiancati e in parte sovrapposti corrispondenti ai relativi due sbocchi della collina di Biadene e di Montebelluna.

In questo testo, nel descrivere le fasi evolutive del tardo Pleistocene e dell'Olocene viene spesso usata la suddivisione cronologica degli stage isotopici dell'Ossigeno, abbreviati in MIS acronimo dell'inglese *Marine Isotopic Stage* (MARTINSON *et al.*, 1987). Questa scala cronologica, che ha validità globale,

si basa sulla variazione del rapporto tra gli isotopi stabili dell'Ossigeno ($\delta^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$) presenti nei gusci dei foraminiferi oceanici ed è un indicatore indiretto della passata temperatura della superficie oceanica e, quindi, del paleoclima. I MIS sono indicati con numero progressivo a partire da 1, che coincide con l'Olocene, e possono essere suddivisi in substage; i MIS con numero dispari corrispondono a periodi più caldi (ad es. MIS 1, MIS 5.5), mentre quelli con numero pari a periodi più freddi, in cui si sono potute verificare le avanzate glaciali. I substage sono a volte indicati anche con le lettere (ad es. MIS 5a; MIS 5b).

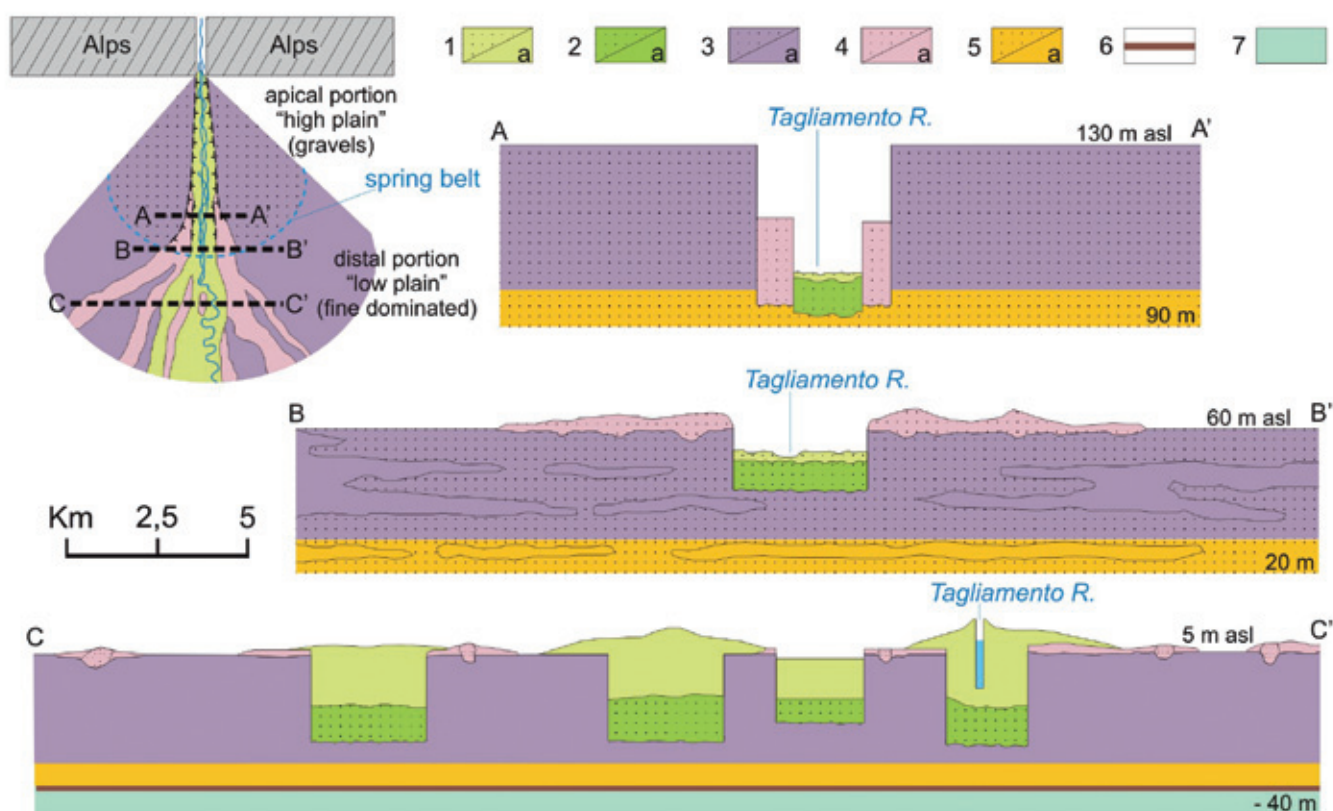


Fig. 8.4 - Schema modellizzato del megafan telescopico del Tagliamento (modificato da FONTANA, 2006).

Legenda: 1) ghiaie e sabbie medio e tardo oloceniche, a) sedimenti fini; 2) ghiaie e sabbie tardoglaciali e dell'Olocene iniziale, a) sedimenti fini; 3) ghiaie e sabbie acme LGM, a) sedimenti fini; 4) ghiaie e sabbie fine LGM, a) sedimenti fini; 5) ghiaie e sabbie del Würm medio; a) sedimenti fini; 6) torbe e sedimenti organici datati al top 30-35.000 anni ^{14}C BP; 7) depositi costieri e lagunari dell'ultimo interglaciale.

8.2.3.1. Pre-LGM (> 30.000 anni fa)

Durante l'acme della penultima glaciazione, verificatosi alla fine del MIS 6, verosimilmente tra 148.000 e 135.000 anni fa (PINI *et al.*, 2009), furono raggiunte condizioni climatiche pleniglaciali e i ghiacciai alpini fuoriuscirono dagli sbocchi vallivi; la pianura subì una notevole fase di sedimentazione che, per i tassi di deposizione e l'architettura deposizionale, è confrontabile con quella verificatasi nel LGM. Dai pochi sondaggi che giungono a intercettare questi sedimenti, si desume che nel sottosuolo della bassa pianura veneto-friulana essi sono prevalentemente costituiti da sedimenti limosi e limoso-argillosi con sottili canali sabbiosi a geometria lentiforme (KENT *et al.*, 2002; DONNICI & SERANDREI BARBERO, 2004; MASSARI *et al.*,

2004; TOSI *et al.*, 2007a; 2007b; PINI *et al.*, 2009; FONTANA *et al.*, 2010). Nel settore a est di Venezia questi sedimenti hanno uno spessore superiore a 25 m e il loro top stratigrafico si trova a 60-70 m di profondità, mentre più a ovest esso si approfondisce fino a 80-100 m.

Al di sopra di essi, i sondaggi geognostici hanno individuato depositi di ambiente costiero e lagunare/deltizio appartenenti all'ultimo interglaciale, corrispondente alla porzione iniziale del MIS 5 (MÜLLENDERS *et al.*, 1996; KENT *et al.*, 2002; TOSI *et al.*, 2007a; 2007b; FONTANA *et al.*, 2010a) e più precisamente al sub stage 5.5 chiamato anche MIS 5e o Tirreniano (132.000-116.000 anni BP). In tale periodo il livello marino raggiunse un'altezza massima di circa +6 m slm attorno

a 125.000 anni fa (FERRANTI *et al.*, 2006; ANTONIOLI *et al.*, 2009) e, nell'attuale territorio della provincia, la fase di high stand marino consentì la formazione di sistemi lagunari e apparati deltizi. Secondo i nuovi dati il margine lagunare interno era spostato verso monte di alcuni chilometri rispetto a quello esistente prima delle bonifiche moderne; anche la linea di costa era relativamente più interna e nel sottosuolo dell'attuale area lagunare-costiera i depositi di quell'epoca sono caratterizzati da facies di shore-face e prodelta; si tratta di alternanze decimetriche di sabbie e sabbie limose con talvolta abbondanti resti di conchiglie marine; al tetto delle sequenze costiere vi sono in genere depositi in facies deltizia o lagunare (KENT *et al.*, 2002; MASSARI *et al.*, 2004; MÜLLENDERS *et al.*, 1996; DONNICI & SERANDREI BARBERO, 2004; TOSI *et al.*, 2007a; 2007b; FONTANA *et al.*, 2010a).

Con la fine del Tirreniano si verificò una fase fredda (MIS 5.4) che viene ritenuta l'inizio del cosiddetto periodo Würmiano (116.000-11.500 anni fa), che durò fino alla fine del tardoglaciale (CHALINE & JERTZ, 1984; OROMBELL *et al.*, 2005); il termine Würm attualmente è poco utilizzato nella letteratura internazionale per i problemi di divisione cronologica che ha innescato.

Dopo il Tirreniano vi sono state 2 substadi freddi (MIS 5.4 e 5.2) cui se ne sono alternati altrettanti relativamente caldi (MIS 5.3 e 5.1); in queste ultime il livello marino arrivò a circa -20 m slm (ANTONIOLI *et al.*, 2004) e, soprattutto nel settore più meridionale della provincia, è possibile che abbia consentito la deposizione di sedimenti costiero-lagunari, come verificatosi in Romagna (AMOROSI *et al.*, 2004; ANTONIOLI *et al.*, 2009). Attorno a circa 80.000 anni fa si verificò la transizione tra MIS 5 e MIS 4, cioè da condizioni climatiche mediamente più calde a mediamente più fredde; su gran parte della bassa pianura veneta e friulana la deposizione rimase molto scarsa o quasi assente per un tempo piuttosto prolungato che, probabilmente, nella bassa pianura veneto-friulana è durato fino a circa 35-30.000 anni fa e comprende quindi sia il MIS 4 che il MIS 3. Nel settore orientale della provincia, fino alla longitudine di Venezia, tale hiatus sedimentario è rappresentato da alcuni orizzonti di torbe che, tra Livenza e Tagliamento, hanno una potenza di 1,5-3 m che tende a diminuire verso monte, fino a coincidere con un suolo individuato nel sondaggio Azzano del foglio San Vito al Tagliamento (FONTANA, 2006; ZANFERRARI *et al.*, 2008c; PINI *et al.*, 2009; FONTANA *et al.*, 2010a). Tale chiusura verso monte è forse un effetto del maggior gradiente topografico che, aumentando verso nord, limitava la stagnazione delle acque in superficie e quindi la possibilità di accumulo di materiale vegetale indecomposto. Si tratta di depositi di ambiente palustre in cui l'analisi pollinica evidenzia flore temperate e mai calde, a testimonianza delle condizioni di relativo clima freddo in cui si deposero (FONTANA *et al.*, 2010a). Al momento le datazioni però non consentono ancora di definire se le torbe coprano tutto l'intervallo di tempo tra circa 80.000 e 30.000 anni o

solo l'ultima parte di esso. Uno *hiatus* deposizionale probabilmente coincidente con quello sopra descritto è stato individuato presso il limite orientale della laguna di Venezia (CANALI *et al.*, 2007), nel sondaggio VE01 presso il Tronchetto di Venezia (MÜLLENDERS *et al.*, 1996) e nella zona di Valle Averso (DONNICI & SERANDREI BARBERO, 2004). Nel settore più meridionale della provincia i dati diretti sono pochi, ma è ipotizzabile che le altezze a cui si trovano i depositi marini del MIS 5.5 siano più basse (TOSI *et al.*, 2007b); in particolare, sotto il delta padano si trovano a circa 100-120 m sotto la superficie (FERRANTI *et al.*, 2006). Nel settore orientale della provincia, nei carotaggi, sopra le torbe precedentemente descritte sono stati incontrati pochi metri di depositi sabbiosi e limosi al cui tetto in vari sondaggi è stato individuato un suolo con caratteri ben evoluti che rappresenta un'altra stasi della sedimentazione della durata di alcune migliaia di anni. Tale suolo sepolto si trova a profondità variabili tra 30-35 m e le datazioni della parte sommitale o dei sedimenti situati immediatamente al di sopra di esso corrisponde a 26.000-22.000 anni BP non calibrati, cioè alla base dei depositi del LGM (FONTANA *et al.*, 2010a).

Come già accennato, precedentemente al LGM era attivo il megafan di Montebelluna (Figg. 8.2 e 8.3) e quindi il Piave giungeva in pianura a occidente del Montello. Nella bassa pianura il megafan di Montebelluna è stato sepolto da quelli di Nervesa e del Brenta, che si sono sviluppati durante il LGM. L'esistenza del sistema di Montebelluna nel sottosuolo della bassa pianura è dimostrata dalla presenza delle sue ghiaie sotto i depositi fini del tratto distale del megafan del Brenta e di Nervesa (BONDESAN *et al.*, 2002; MOZZI, 2005); la base dell'intervallo argilloso sovrastante i sedimenti ghiaiosi attribuiti al megafan di Montebelluna è stato datato a 32.000 anni ¹⁴C BP presso Candèlù (TV) (FONTES *et al.*, 1973).

Il Tagliamento, prima del LGM, aveva il suo sbocco in pianura più a est di quello attuale che venne attivato durante l'ultima avanzata glaciale, mentre prima era sfruttato dal torrente Arzino (PAIERO & MONEGATO, 2003; VENTURINI, 2003).

8.2.3.2. LGM

Pur essendo disposta lungo la fascia costiera e comprendendo importanti apparati deltizi e costieri olocenici, estese porzioni della provincia di Venezia sono costituite da sedimenti depositati durante l'Ultimo Massimo Glaciale (Fig. 8.3). Tale periodo (30.000-17.000 anni fa) è una tra le fasi più importanti nell'evoluzione geologica del nord-est italiano e corrisponde all'ultima avanzata glaciale pleistocenica, durante la quale enormi ghiacciai occuparono le principali valli alpine e con le loro fronti giunsero in pianura o in prossimità di essa (CASTIGLIONI, 2004; MONEGATO *et al.*, 2007; FONTANA *et al.*, 2008). Durante il LGM le condizioni ambientali glaciali e periglaciali favorirono una notevole produzione di detriti nell'area

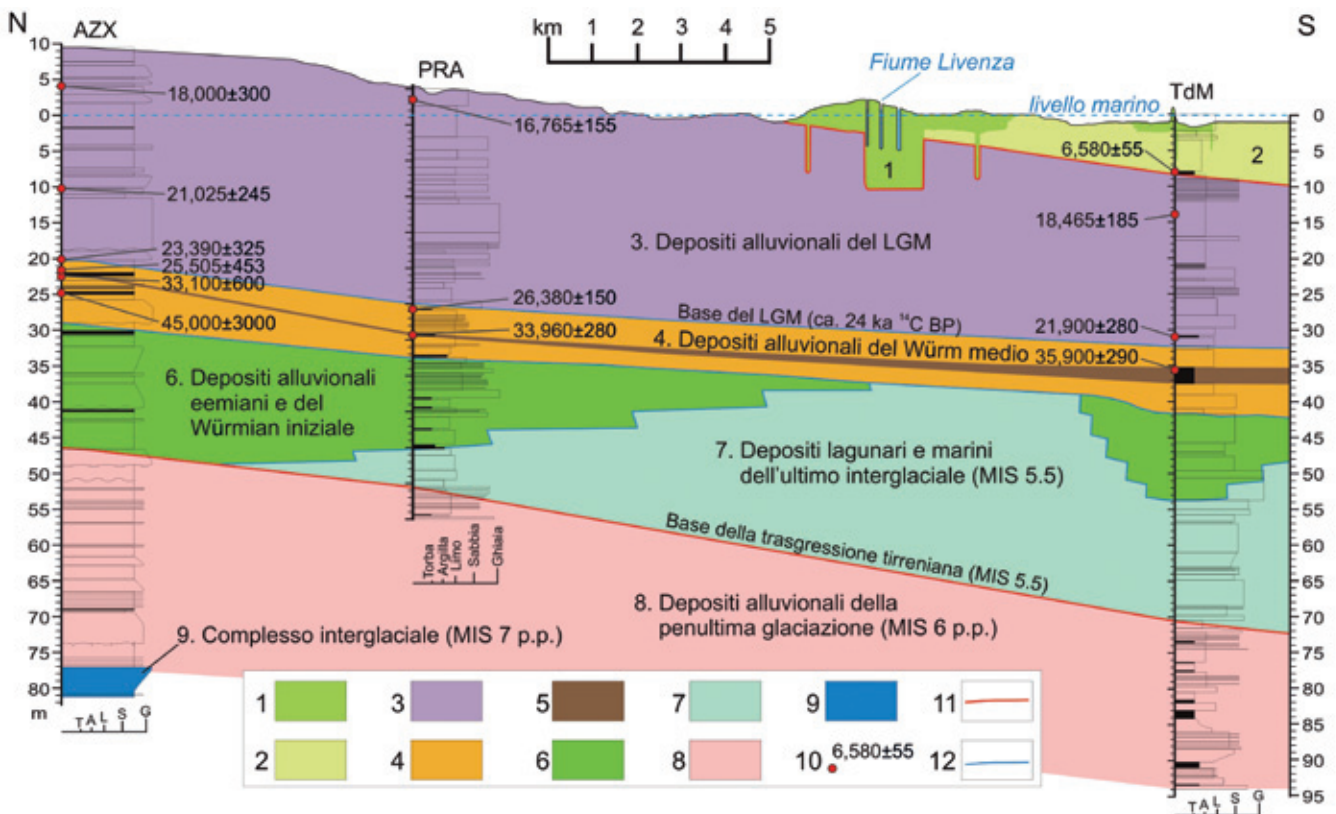


Fig. 8.5 - Sezione stratigrafica tra i sondaggi Azzano Decimo-Torre di Mosto, traccia f in Fig. 8.3.

Legenda: 1) depositi alluvionali post-LGM; 2) depositi lagunari post-LGM; 3) depositi alluvionali LGM; 4) depositi alluvionali del Würm medio; 5) orizzonte organico pre-LGM; 6) depositi alluvionali e deltizi eemiani e del Würm iniziale; 7) depositi dell'ultimo interglaciale (MIS 5.5); 8) depositi alluvionali della penultima glaciazione; 9) depositi marini interglaciali (parte finale del MIS 7); 10) datazioni radiocarboniche non calibrate; 11) superficie trasgressiva; 12) limite stratigrafico.

alpina e prealpina; inoltre, il movimento dei ghiacciai garantiva un efficace trasporto dei sedimenti fino alle fronti glaciali, alimentando poi i sistemi fluvioglaciali con una importante portata liquida e solida. L'abbondante sedimentazione favorì un rapido e diffuso sviluppo areale e verticale dei megafan alluvionali che, proprio nel LGM, raggiunsero la loro massima estensione areale e subirono una notevole fase deposizionale (aggradazione) su tutta la superficie della pianura (FONTANA *et al.*, 2008). Questa fase di sedimentazione interessò tutto il versante della pianura padana, su cui si affacciavano i grandi ghiacciai alpini ed è proprio durante il LGM che nella pianura lombarda venne formato il cosiddetto "livello fondamentale della pianura" (CREMASCHI, 1987; MARCHETTI, 1990).

Lo spessore di sedimenti depositi durante il LGM è in genere superiore a 15 m su tutta la pianura e può raggiungere un massimo di 25-30 m, come documentato nel megafan del Tagliamento (unità di Meolo e Lison) poco a valle della fascia delle risorgive e nel megafan del Brenta nella zona di Mestre e Marghera (unità geologica di Mestre) (Figg. 8.6, 8.7, 8.8).

Per effetto della fase di stazionamento basso del mare, la sedimentazione fluviale si estese sulla piattaforma Adriatica; i depositi del LGM sono infatti affioranti su ampie porzioni del fondale marino al di sotto delle batimetriche dei 13-20 m, cioè oltre la fascia

in cui sono presenti i delta olocenici. Nell'Adriatico settentrionale, strati di torbe centimetriche, datati tra 20.000 e 18.000 anni ^{14}C BP, sono spesso presenti sotto pochi decimetri di depositi marini, separati da essi da una superficie di ravinement (CORREGGIARI *et al.*, 1996; GORDINI *et al.*, 2002). Questa rapida e significativa aggradazione contrasta notevolmente con l'evoluzione che dovrebbero subire le pianure nei periodi glaciali secondo i classici modelli di stratigrafia sequenziale (ad es. BLUM & TÖRNQVIST, 2000). Infatti, in quasi tutte le pianure costiere del mondo, la fase di caduta del livello marino e lo stazionamento basso pleniglaciale fecero scendere il mare al di sotto della scarpata continentale che margina le coste oceaniche, innescando una profonda erosione delle pianure retrostanti (BLUM & TÖRNQVIST, 2000). Per quelle zone il livello eustatico esercitò quindi un importante ruolo anche durante il LGM e nell'evoluzione dei sistemi alluvionali possiamo riconoscere un controllo "da mare". L'Adriatico, invece, durante l'acme glaciale si ritirò nella depressione esistente nella sua parte centrale, a oltre 400 km di distanza dalle attuali coste veneto-friulane, lasciando in condizioni di pianura continentale il precedente fondale marino (CORREGGIARI *et al.*, 1996). Probabilmente, il bassissimo gradiente topografico che caratterizzava i territori emersi assorbì gli effetti dell'abbassamento eustatico pleniglaciale, impedendo che esso innescasse l'incisione fino

nelle zone considerate. Nella pianura veneto-friulana si poté così attuare l'aggradazione sedimentaria alimentata dai bacini montani glacializzati e, quindi, i sistemi alluvionali subirono un controllo "da monte" (FONTANA *et al.*, 2004; 2008).

Gli apici dei megafan di Brenta e Piave erano posizionati allo sbocco delle valli alpine e distavano tra 10 e 20 km dalle morene frontali dei ghiacciai. Il megafan del Tagliamento, invece, aveva il suo apice in una forra situata al limite occidentale dell'anfiteatro morenico LGM e, quindi, all'epoca era direttamente connesso al ghiacciaio e funzionava come il suo maggior scaricatore glaciale. Nel LGM la porzione attiva del megafan del Brenta raggiungeva i 2500 km² circa e quest'area è confrontabile con quella raggiunta dall'intera pianura alimentata dal ghiacciaio del Tagliamento (2300 km²), ma è il doppio dell'estensione del megafan del Tagliamento in senso stretto (1200 km²). Tale assetto è spiegato dal fatto che il megafan del Tagliamento era solo uno dei quattro scaricatori alimentati dal ghiacciaio, mentre gli altri corrispondono ai megafan di Torre, Cormor e Corno. Diversamente, la valle del Brenta faceva confluire tutte le acque di fusione dal ghiacciaio ad un unico sistema fluviale. Il megafan del Piave era anche esso una porzione (1100 km²) dell'intero sistema fluvioglaciale del ghiacciaio del Piave, mentre le rimanenti erano rappresentate dal sandur dell'anfiteatro morenico di Vittorio Veneto (250 km²).

Di conseguenza, la piana fluvioglaciale del Piave era corrispondente alla metà circa di quelle alimentate dai ghiacciai di Brenta e Tagliamento (FONTANA *et al.*, 2008). È da evidenziare che il Brenta, attualmente alimentato da un bacino notevolmente inferiore rispetto a quello degli altri fiumi alpini veneto-friulani, durante il LGM riceveva le trasfluenze glaciali provenienti dall'esteso bacino dell'Adige, che garantivano quindi una sovra-alimentazione della fronte glaciale che giungeva a Bassano (CASTIGLIONI, 1940; MOZZI, 2005).

I settori apicali e distali dei megafan formati durante il LGM erano ben differenziati; nella porzione prossimale sia le tracce paleoidrografiche desunte dal telerilevamento che la stratigrafia dei depositi ghiaiosi indicano che i fiumi avevano una tipologia *braided*. Essi trasportavano ghiaie e blocchi, ma la loro capacità di trasporto calava rapidamente verso valle e i corsi abbandonavano gran parte del loro carico sedimentario entro 15-25 km dall'apice del sistema. Più a valle non sono presenti ghiaie nei depositi del LGM e i canali fluviali sono costituiti da sabbie. Nei settori distali del lobo pleistocenico del megafan del Brenta c'è evidenza di una selezione longitudinale - da monte a valle - sia delle sabbie di canale che dei depositi fini della piana d'esondazione. Infatti, in 15 km i primi passano dalle sabbie grossolane con ciottoli alle sabbie fini, mentre la percentuale di argilla aumenta dal 20% al 40% (RAGAZZI *et al.*, 2004).

Nel settore distale, al di sotto del limite inferiore delle risorgive, le tracce fluviali sono tipicamente costituite

da alvei con pochi canali o canale singolo poco sinuoso; alcune volte si riconoscono le tracce di isole fluviali che indicano la presenza di tipologie wandering (Figg. 8.9, 8.10).

I canali fluviali erano leggermente rilevati, generando dossi alluvionali che si elevavano di 1-3 m rispetto alla piana circostante, larghi tra 50 e 200 m. Nella bassa pianura la superficie databile al LGM è costituita da bassi dossi separati fra loro da estese piane di esondazione argilloso limose. Nei carotaggi le *facies* sedimentarie sono caratterizzate da alternanze decimetriche di limi argillosi, limi e limi sabbiosi con laminazione piana; i corpi di canale sono formati da sabbie fini e medie e hanno quasi sempre uno spessore inferiore a 1 m, che talvolta può raggiungere i 2-3 m; l'estensione laterale di tali corpi è limitata ed essi sono scarsamente interconnessi fra loro, separati da sedimenti argilloso limosi. Questa situazione è ritenuta essere un indizio di un sistema dominato dalle avulsioni, in quanto un'eventuale migrazione laterale di meandri avrebbe lasciato come depositi dei corpi tabulari di sabbie notevolmente estesi piuttosto che canali separati (MIAL, 1996; BERENDSEN & STOUTHAMER, 2001). L'assetto appena descritto è tipico del megafan del Piave (BONDESAN *et al.*, 2004a) e del Tagliamento (FONTANA, 2006; FONTANA *et al.*, 2008), mentre nel sottosuolo di Mestre e di Venezia, formato dal megafan del Brenta (unità geologica di Mestre), sono presenti corpi sabbiosi con spessori particolarmente sviluppati, che possono arrivare anche a 10-15 m (Fig. 8.8). Questa situazione è particolarmente ben documentata nell'area industriale di Marghera dove sono disponibili centinaia di carotaggi che attraversano i depositi dell'LGM. Nella carta delle unità geologiche i depositi del LGM corrispondono all'unità di Mestre nel megafan del Brenta e all'unità di Meolo nel megafan del Piave; nel megafan del Tagliamento essi sono compresi nell'unità di Lison per la maggior fase del LGM e in quella di Torresella per la fase terminale. Nel sistema dell'Adige-Po i sedimenti LGM non sono affioranti all'interno del territorio provinciale. In bassa pianura, nelle sequenze pleniglaciali si trovano frequenti livelli torbosi e limosi organici di spessore pluricentrico, con una continuità laterale che può raggiungere vari chilometri (BONDESAN *et al.*, 2002b; 2002c; MIOLA *et al.*, 2003; 2006). La presenza delle torbe testimonierebbe limitati momenti di stasi sedimentaria, in aree dove l'affioramento della falda freatica portava alla formazione di bacini palustri e all'accumulo di sostanza vegetale. L'assenza di sedimentazione è da attribuirsi alla momentanea lontananza degli apporti sedimentari, spiegabile con la dinamica interna dei megafan alluvionali, che non sono attivi contemporaneamente su tutta la loro superficie, ma sedimentano solo in alcuni settori per poi spostarsi in altri. L'esistenza di questi orizzonti organici è una caratteristica riscontrata dall'Isonzo all'Adige e presentano un'età radiometrica compresa in genere tra 24.000-14.500 ¹⁴C BP e più comunemen-

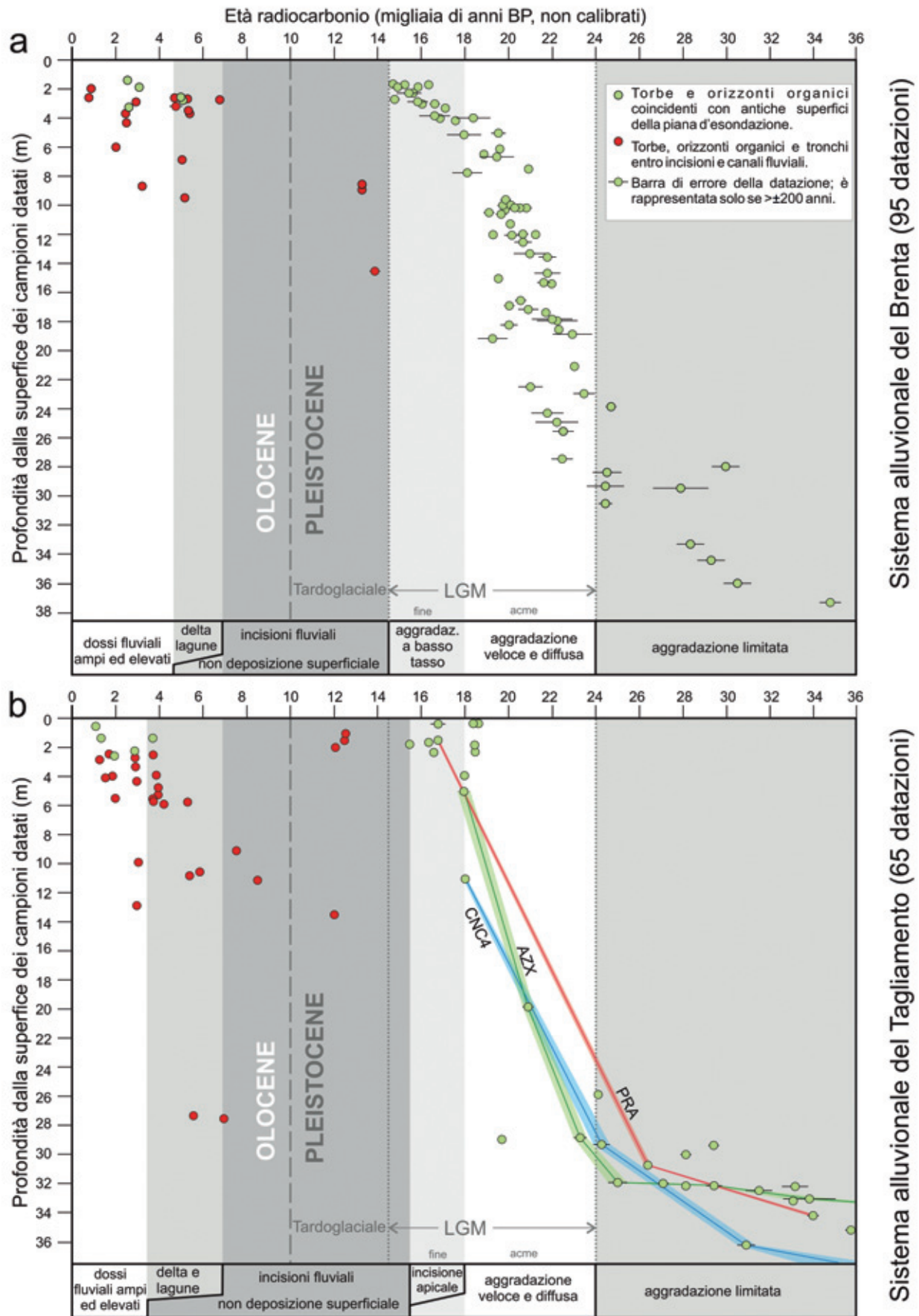


Fig. 8.6a - Diagramma delle datazioni radiocarboniche disponibili per il sistema alluvionale del Brenta.

Fig. 8.6b - Diagramma delle datazioni radiocarboniche disponibili per il sistema alluvionale del Tagliamento; le linee colorate uniscono campioni provenienti dallo stesso carotaggio (TdM, AZX, CNC4, si veda Fig. 8.3 per ubicazione dei sondaggi); (FONTANA *et al.*, 2010a).

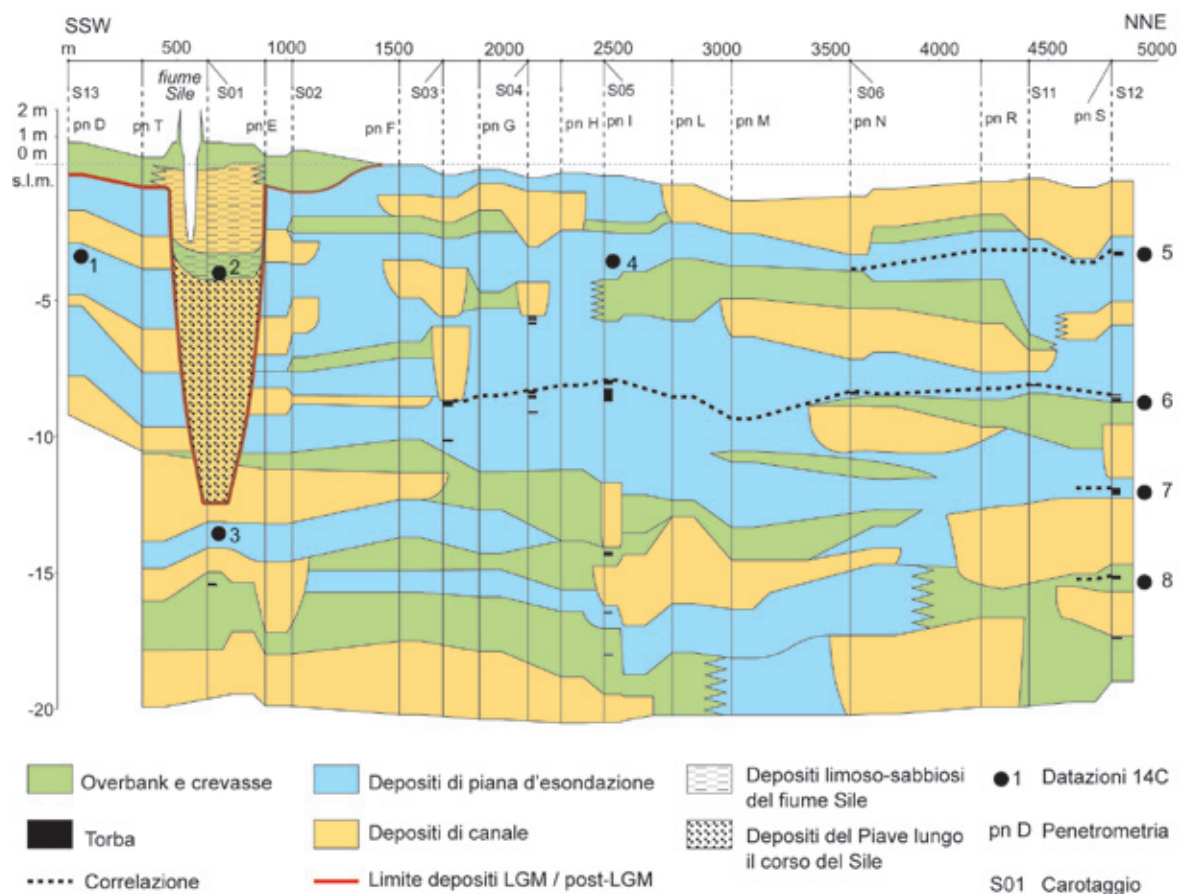


Fig. 8.7 - Sezione stratigrafica dell'area di Ca' Tron, settore distale del megafan del Piave, appartenente all'unità di Meolo; per l'ubicazione si veda traccia e in Fig. 8.3; (modificato da BONDESAN *et al.*, 2004a). Le datazioni sono espresse in anni convenzionali ^{14}C BP non calibrati.

Legenda: 1) 17.530 ± 120 ; 2) 3650 ± 40 ; 3) 20.300 ± 220 ; 4) 16.190 ± 50 ; 5) 17.920 ± 130 ; 6) 19.770 ± 140 ; 7) 21.150 ± 190 8) 20.970 ± 140 .

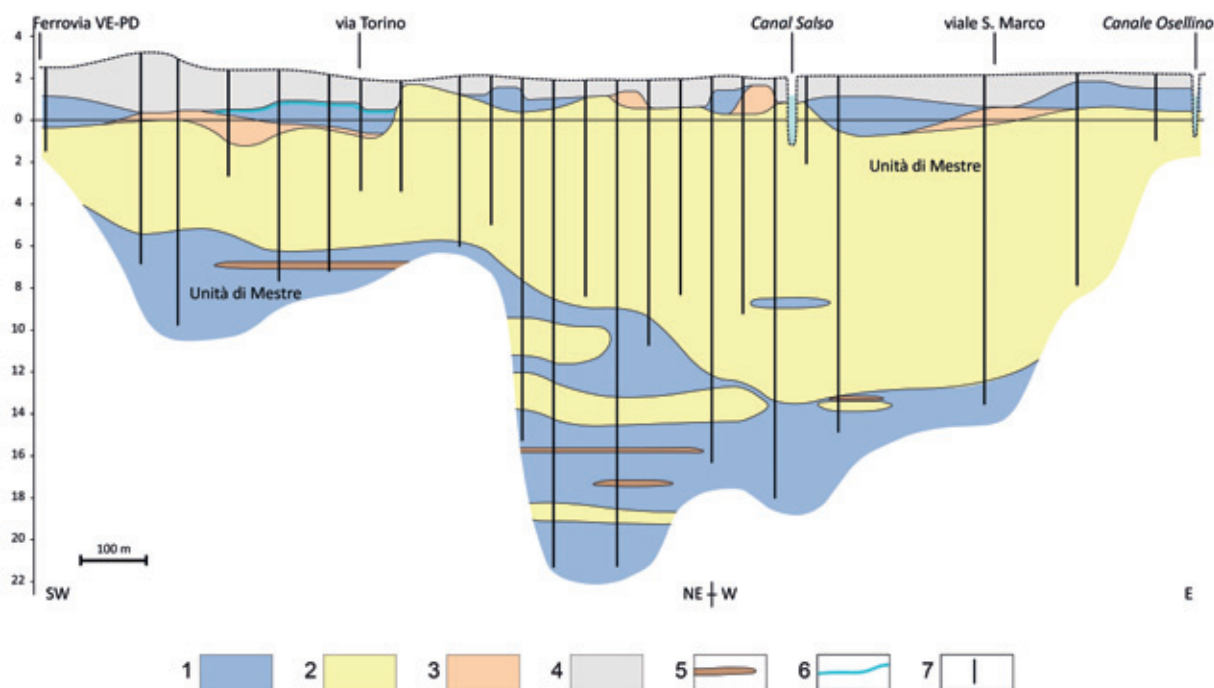


Fig. 8.8 - Sezione stratigrafica dell'area di Mestre; per l'ubicazione si veda la traccia c in Fig. 8.3.

Legenda: 1) depositi di piana esondazione; 2) depositi di canale; 3) depositi di argine naturale; 4) depositi antropici; 5) torbe; 6) limite Pleistocene-Olocene; 7) sondaggio stratigrafico.

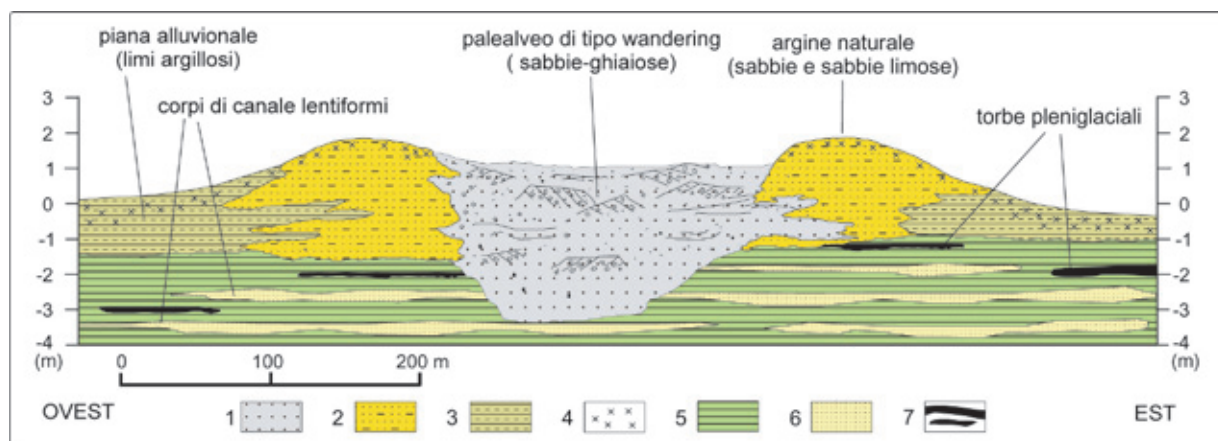


Fig. 8.9 - Sezione stratigrafica schematica di un dosso dei megafan del Tagliamento e del Cormor, databile alla fine del LGM; per ubicazione si veda la traccia h in Fig. 8.3. (FONTANA *et al.*, 2004).

Legenda: 1) alveo con sabbie ghiaiose disposte in stratificazione incrociata tabulare e con strutture di erosione e riempimento, frequenti ciottoli di fango; 2) argini naturali sabbiosi limosi con presenza di suoli evoluti, spesso con rubefazione incipiente; 3) piana alluvionale distale limoso argillosa con laminazioni pluricentriche e presenza di suoli calcici con caratteri idromorfi; 4) concrezioni e croste carbonatiche; 5) piana alluvionale pleniglaciale argillosa limosa con laminazioni millimetriche, frammenti di vegetali e gasteropodi; 6) corpi di canale sabbiosi lentiformi con potenza decimetrica, presenza di laminazione parallela; 7) depositi organici, torbe e limi organici di età pleniglaciale.

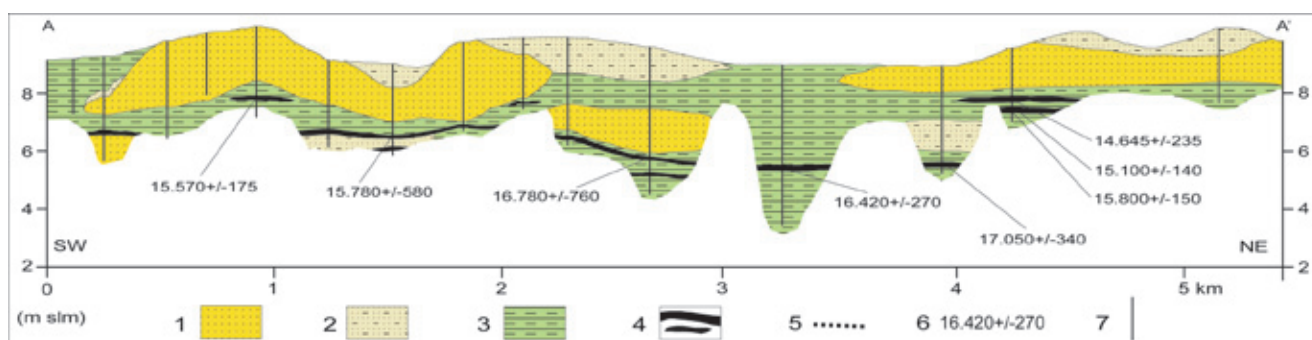


Fig. 8.10 - Profilo stratigrafico del tratto distale del megafan del Brenta (per l'ubicazione si veda la traccia d in Fig. 8.3) (FONTANA *et al.*, 2004).

Legenda: 1) depositi di canale (sabbie da fini a grossolane, spesso in sequenze positive, con stratificazione interna millimetrica e centimetrica, parallela e incrociata); 2) depositi di trascinamento prossimali (alternanze millimetriche e centimetriche di sabbie fini limose e limi, comuni *ripples* negli strati più spessi e grossolani); 3) depositi di trascinamento distale (argille, argille limose e limi argillosi, con laminazione millimetrica parallela, spesso contenenti gasteropodi, radici, resti di vegetazione palustre); 4) depositi organici (torbe e argille organiche); 5) correlazione stratigrafica degli orizzonti organici; 6) campione con datazione ^{14}C ; 7) sondaggio stratigrafico.

te tra 22.000-18.000 ^{14}C BP, corrispondente all'acme LGM (Fig. 8.6). Le analisi polliniche condotte su numerosi campioni datati evidenziano flore tipiche di clima freddo e secco, compatibili con ambienti di steppa (MAROCCO, 1991; BONDESAN *et al.*, 2002b; MIOLA *et al.*, 2003; 2006; BONDESAN *et al.*, 2002c; MONEGATO *et al.*, 2007). Nel diagramma rappresentato in fig. 8.6 quasi tutte le datazioni al radiocarbonio con età LGM sono state condotte su questo tipo di orizzonti. Tra 18.000 e 14.500 anni ^{14}C BP (20.000-17.000 anni fa) ebbe inizio la fase di deglaciazione nelle aree alpine (PELLEGRINI *et al.*, 2005; 2006), con il conseguente abbandono delle cerchie moreniche più esterne degli anfiteatri (OROMBELLI & RAVAZZI, 1996; ZANFERRARI *et al.*, 2008a; OROMBELLI *et al.*, 2005; MONEGATO *et al.*, 2007). Nel caso dell'anfiteatro del Tagliamento, in questa fase finale del LGM, definito anche "periodo

cataglaciale", si verificò la formazione di argini morenici più interni rispetto a quelli della massima espansione "pleniglaciale" (ZANFERRARI *et al.*, 2008a; MONEGATO *et al.*, 2007). Nello stesso periodo, nella pianura friulana il Tagliamento, il Cormor e il Corno di San Daniele si approfondirono nel tratto apicale dei loro megafan rispettivamente fino all'altezza di Valvasone, Mereto di Tomba e Pozzuolo del Friuli (COMEL, 1958). Venne quindi terrazzata parte dell'alta pianura, mentre più a valle le incisioni sfumavano progressivamente fino a scomparire e i sedimenti fluviali della fase cataglaciale si depositavano al di sopra della pianura pleniglaciale e costituivano anche dossi rilevati. Si sono creati così lobi telescopici dei megafan, in cui l'apice del cono cataglaciale è incastrato nei depositi di quello pleniglaciale. Il terrazzamento dell'alta pianura friulana, oltre a fornire materiale grossolano

per effetto dell'erosione laterale nell'alta pianura, confinò le acque degli scaricatori all'interno di strette incisioni, concentrando quindi il flusso idraulico e aumentando di conseguenza la capacità di trasporto della corrente fluviale. Per tale motivo, i dossi fluviali che si formarono in bassa pianura furono caratterizzati dalla presenza di ghiaie e sabbie-ghiaiose, che si ritrovano fino alla laguna attuale, al contrario di quanto accadeva nel pleniglaciale, quando le ghiaie non superavano la fascia delle risorgive. Nella bassa pianura durante il ritiro del ghiacciaio, il Tagliamento ha sedimentato su di un'area molto estesa e, infatti, a est del Livenza sono presenti numerose tracce di paleoalvei ghiaiosi e sabbioso-ghiaiosi riferibili a quel periodo (Fig. 8.9), spesso ben riconoscibili dalle ultime propaggini dell'alta pianura fino alla frangia lagunare. Nella carta delle unità geologiche (Tav. 10) questi depositi sono definiti unità di Torresella. Nel primo settore della bassa pianura i paleoalvei sono di tipo braided ghiaiosi, con clasti mediamente di 2-4 cm e, subito a sud del limite inferiore delle risorgive, i canali sono leggermente incisi rispetto ai banchi limoso-argillosi pleniglaciali, ma la loro posizione depressa non è quasi percepibile. Invece, più a valle del limite inferiore delle risorgive e fino alla costa attuale, i paleoalvei divengono monocursali e hanno sviluppato dei dossi fluviali, che seppelliscono i depositi pleniglaciali e si elevavano anche di 2 m su di essi (Fig. 8.9). A sud del limite inferiore delle risorgive gli alvei sono monocursali, sono compresi tra argini naturali sabbioso-limosi e, procedendo verso valle, assumono sempre di più le caratteristiche di tipo wandering, con un andamento a larghi meandri poco sinuosi. I depositi di canale sono ghiaioso sabbiosi e sono potenti 3-4 m, mentre i sedimenti di pianura alluvionale ad essi correlata arrivano a 1-3 m di spessore. I dossi hanno una larghezza di 200-300 m e possiedono una pendenza compresa tra 1,2 e 0,8‰, confrontabile con quella della loro piana alluvionale. Gli alvei sono larghi 60-100 m e sono caratterizzati da strutture sedimentarie tipiche dei fiumi con portata variabile: depositi ghiaioso-sabbiosi con stratificazione incrociata tabulare, presenza di ciottoli di fango (*clay chip*), strutture di erosione e riempimento (*scour and fill*) e talvolta superfici di riattivazione. Inoltre, i canali sono riempiti totalmente da ghiaie o sabbie ghiaiose mentre mancano sempre sequenze di abbandono o di canali residuali con eventuali orizzonti organici o resti vegetali da poter eventualmente datare col metodo del radiocarbonio.

Si sottolinea il fatto che questi dossi dell'area friulana sono aggradanti sulla pianura e sono ghiaiosi, mentre nel sottosuolo le ghiaie sono completamente assenti nei sedimenti pleniglaciali poco più antichi. Per il Tagliamento, anche se le datazioni sono poche, sembra che gli ultimi eventi deposizionali riconducibili alla fase cataglaciale siano databili tra 15.000-14.500 ¹⁴C BP, cioè 18.000-17.000 anni fa.

Le informazioni cronologiche riguardanti il ritiro dei

ghiacciai di Piave, Brenta e Isonzo sono confrontabili con quelle del Tagliamento; infatti, nell'anfiteatro morenico del Piave di Vittorio Veneto, la cerchia morenica più esterna è stata datata a 17.670±320 ¹⁴C BP (CARTON *et al.*, 2009) mentre, già 14.370±115 ¹⁴C BP, il ghiacciaio si era ritirato più a monte della valle di Revine (TV) (CASADORO *et al.*, 1976), stazionando tra Feltre e Belluno attorno a 13.500 ¹⁴C BP (PELLEGRINI *et al.*, 2005). È interessante notare che nel settore distale del megafan del Piave di Nervesa, presso l'area di Ca' Tron di Roncade (TV), la data più recente relativa all'aggradazione pleistocenica della pianura, a 2,5 m di profondità, risale al 16.190±50 ¹⁴C BP, e ricade quindi proprio all'interno del periodo di arretramento del ghiacciaio del Piave (BONDESAN *et al.*, 2004a). Come descritto precedentemente, nell'alta pianura del Piave non si hanno evidenti terrazzamenti della superficie pleistocenica; questa differenza rispetto ai megafan di Tagliamento e Brenta può essere spiegata dal gradiente topografico meno elevato che caratterizza la superficie LGM del Piave; tale fiume infatti ha il suo sbocco vallivo 50 m più in basso rispetto agli altri due fiumi alpini (FONTANA *et al.*, 2008).

Anche per il megafan del Brenta le date relative all'ultima grande fase di aggradazione pleistocenica sembrano coincidere con questo periodo (Fig. 8.6). In particolare, per la bassa pianura del Brenta sono disponibili numerose datazioni effettuate su campioni situati tra 1,5 e 4 m di profondità, tutte comprese tra 14.645±235 ¹⁴C BP e 17.050±340 ¹⁴C BP (BONDESAN *et al.*, 2002b; 2004b; 2004c; MOZZI, 2005). Nel megafan del Brenta non è riconoscibile una incisione dell'apice durante il cataglaciale, anche se il tasso di crescita verticale sembra essere stato significativamente minore rispetto a quello che ha caratterizzato invece il pleniglaciale tra 24.000-18.000 anni ¹⁴C BP, cioè tra 30.000-20.000 anni fa (Mozzi, 2005). L'incisione dell'apice avvenne nel tardoglaciale e portò alla disattivazione dell'intera superficie dell'alta e bassa pianura, anche all'interno dell'area compresa tra Colli Euganei e Berici, dove l'aggradazione era continuata fino a 14.500 anni ¹⁴C BP circa (Mozzi, 2005; FONTANA *et al.*, 2008).

È interessante notare che i conoidi dei torrenti Cellina e Meduna, nonostante la vicinanza al sistema del Tagliamento, sono stati caratterizzati da una estesa aggradazione, simile a quella pleniglaciale, fino allo Younger Dryas (10.800-9.500 a.C.) e solo l'inizio dell'Olocene si ebbe una rapida e profonda incisione (AVIGLIANO *et al.*, 2002a; 2002b).

8.2.3.3. Post-LGM (ultimi 17.000 anni)

8.2.3.3.1. Stasi sedimentaria e formazione delle incisioni fluviali

Se durante il LGM l'evoluzione della bassa pianura venne essenzialmente controllata dai sistemi fluvioglaciali e fluviali, nel post-LGM essa fu soggetta anche all'attività del mare, dei fiumi di risorgiva e dell'uomo. Attorno a 17.000 anni fa (14.500 anni

^{14}C BP) si verificò un rapido miglioramento delle condizioni climatiche e tale data viene presa a livello globale come terminazione del LGM e inizio del cosiddetto tardoglaciale, che durò poi fino al 9500 a.C. (OROMBELLI *et al.*, 2005). Il riscaldamento globale causò un rapido ridimensionamento dei ghiacciai alpini e, nelle Alpi Orientali, portò al loro definitivo ritiro nelle alte valli già attorno a 14.000 anni fa (VENTURINI, 2003; PELLEGRINI *et al.*, 2005; BAVEC *et al.*, 2004). Tuttavia durante il tardoglaciale il clima subì alcune fasi di recrudescenza, in qualche caso anche molto rapida, che consentirono il temporaneo ritorno di condizioni climatiche quasi glaciali; in queste fasi, di durata secolare o millenaria, definite stadiali, i ghiacciai non ebbero comunque la possibilità di rioccupare le principali vallate alpine, rimanendo al di sopra dei 2000 m circa (VENTURINI, 2003; PELLEGRINI *et al.*, 2005). Con l'inizio del tardoglaciale ebbe inizio una nuova fase nell'evoluzione della pianura, essenzialmente caratterizzata dalla mancanza di sedimentazione e dalla formazione di incisioni fluviali. I megafan di Brenta e Tagliamento sono stati entrambi soggetti ad un'importante fase di terrazzamento fino all'Olocene iniziale, anche se con caratteri fra loro differenti (Fig. 8.4). L'ultimo evento deposizionale riconosciuto sul lobo LGM del megafan del Brenta si verificò attorno a 14.500 anni ^{14}C BP (MOZZI, 2005); la successiva disattivazione è da imputare all'incisione dell'apice del megafan presso lo sbocco vallivo a Bassano. La scarpata erosiva correlata al terrazzamento fluviale è tuttora alta circa 15 m all'apice e diminuisce gradualmente verso valle fino a scomparire a 25 km di distanza. Dove è presente l'incisione, al suo interno si trovano i depositi tardoglaciali e dell'Olocene iniziale. Nel settore apicale si riconoscono altre scarpate alte 2-4 m che danno luogo a tre terrazzi maggiori con una topografia ondulata. Più a valle i sedimenti olocenici seppelliscono la superficie datata al LGM. Quindi, considerando i depositi LGM e post-LGM, si può identificare una geometria telescopica dei due diversi lobi del megafan. Nel sistema deposizionale del Tagliamento la fase erosiva tardoglaciale approfondì ulteriormente l'incisione precedentemente formata durante la fase cataglaciale e nel settore apicale del megafan confinò maggiormente il canale fluviale attivo (Fig. 8.4). L'altezza della scarpata erosiva è attualmente 60-70 m presso l'apice del megafan e raggiunge ancora circa 30 m dieci chilometri più a valle, poi diminuisce progressivamente, fino a scomparire in corrispondenza del limite superiore delle risorgive. Come risultato si ha che anche l'apice del lobo della fine del LGM è stato terrazzato e la sedimentazione successiva si è spostata più a valle. Di conseguenza il megafan del Tagliamento è costituito da tre differenti lobi: il più antico databile alla fase di acme glaciale, il secondo alla fase finale del LGM e l'ultimo, attivo a partire dal tardoglaciale fino ad oggi, cioè nel post-LGM. Gli apici dei lobi più recenti si inseriscono in quelli precedenti ed è chiaramente riconoscibi-

le una geometria a corpi telescopici (Figg. 8.3, 8.4). A partire dal tardoglaciale, poco a valle della fascia delle risorgive, i fiumi alpini sono stati sempre caratterizzati da alvei a canale singolo e sinuosità variabile, in cui l'ampiezza, la profondità, la larghezza degli alvei e la massima granulometria trasportata sono variate in dipendenza del rapporto tra portata liquida e solida, del livello di base e del clima. Fino all'Olocene medio i fiumi hanno manifestato una tendenza marcatamente erosiva anche nel loro tratto inferiore, portando alla formazione di incisioni profonde tra 5 e 25 m rispetto al top della superficie LGM (si veda il simbolo n. 9 in Fig. 8.3). L'erosione verificatasi nel post-LGM è stata particolarmente importante nel settore distale del megafan del Tagliamento e del Piave, dove si sono formate alcune incisioni molto ampie e profonde (FONTANA *et al.*, 2008; CARTON *et al.*, 2009). Queste morfologie si svilupparono principalmente durante il tardoglaciale, ma sono rimaste in uso o sono state riattivate anche durante periodi successivi; tale situazione ha così causato l'aggradazione sedimentaria all'interno delle incisioni, portando al loro riempimento e spesso all'obliterazione della loro originaria evidenza topografica. A monte di Portogruaro sono ancora riconoscibili due antiche incisioni grazie alla preservazione della loro morfologia superficiale, consentita da una loro precoce disattivazione e un loro riuso solo da parte di fiumi di risorgiva. Nel tratto più meridionale, queste depressioni sono state riempite a causa dei depositi lagunari olocenici e della deposizione fluviale post-romana. Circa cinque chilometri a valle di Portogruaro, nei pressi di Concordia Sagittaria, una serie di carotaggi e scavi archeologici ha permesso di ricostruire alcune sezioni stratigrafiche di cui la più esemplificativa è rappresentata in Fig. 8.11. La valle, ora sepolta, è incisa all'interno dei depositi LGM e la potenza del canale fluviale tardoglaciale è di circa 8 m; tali depositi corrispondono all'unità di Cinto Caomaggiore e il diametro massimo dei ciottoli campionati all'altezza di Concordia raggiunge i 5 cm. Dopo l'abbandono da parte del Tagliamento, nelle depressioni si è verificato l'accumulo di un deposito torboso palustre tra 8000 e 7000 anni fa circa, quando le acque salmastre dell'ingressione marina olocenica hanno invaso le due incisioni. L'ambiente lagunare è rimasto nelle depressioni fino al periodo romano, portando al parziale riempimento di esse, che è stato poi completato tra VI-IX secolo d.C., durante una nuova fase di rioccupazione dell'incisione da parte del Tagliamento. Considerando tutte le valli post-LGM riconosciute nel settore distale del megafan del Tagliamento (si veda il simbolo n. 9 in Fig. 8.3), comprese quelle ora completamente sepolte, si ottiene una larghezza media compresa tra 500-2000 m e una profondità di 8-25 m; alla base delle incisioni vi sono ghiaie e ghiaie sabbiose con uno spessore di 5-12 m. Come sopra descritto per il megafan del Tagliamento, in tutti i megafan della pianura veneto-friulana a partire dal tardoglaciale le ghiaie sono state generalmente

trasportate considerevolmente più a valle del loro limite di deposizione durante il LGM. Questa situazione è testimoniata anche per il sistema dell'Isonzo (ARNAUD-FASSETTA *et al.*, 2003), del Piave (CARTON *et al.*, 2009) e del Brenta. In alcuni casi le ghiaie sono state trasportate vari chilometri oltre quella che è la loro attuale soglia di deposizione in pianura; ciò è probabilmente legato all'incisione del tratto apicale dei megafan e alla conseguente concentrazione del flusso idraulico nelle incisioni. La presenza di incisioni con all'interno sedimenti anche ghiaiosi è stata riconosciuta sotto l'attuale alveo del Piave a valle di San Donà, lungo il tracciato del Piavon e poco più a nord-ovest tra gli abitati di Losson e Meolo. Presso la zona di Cortellazzo alcuni carotaggi hanno intercettato un'incisione

fonda 30 m rispetto all'attuale superficie topografica, riempita da sedimenti marini; tuttavia non è chiaro se questo elemento sia una valle fluviale post-LGM riutilizzata durante la trasgressione marina o se sia stata formata solo dalla dinamica costiera. Una situazione simile è stata riscontrata nel tratto terminale del fiume Sile a Portegrandi, dove, al di sotto del dosso attuale, è presente un'incisione fonda circa 12 m riempita di sabbie di origine plavense (Fig. 8.7). Nel caso del Brenta, ghiaie confinate all'interno di una valle incisa alcuni metri rispetto alla superficie LGM sono presenti fino alla periferia occidentale di Padova. In tutta la pianura veneto-friulana i dati cronostratigrafici riguardanti il tardoglaciale e l'Olocene iniziale mancano quasi completamente (Fig. 8.4). Nei diagrammi

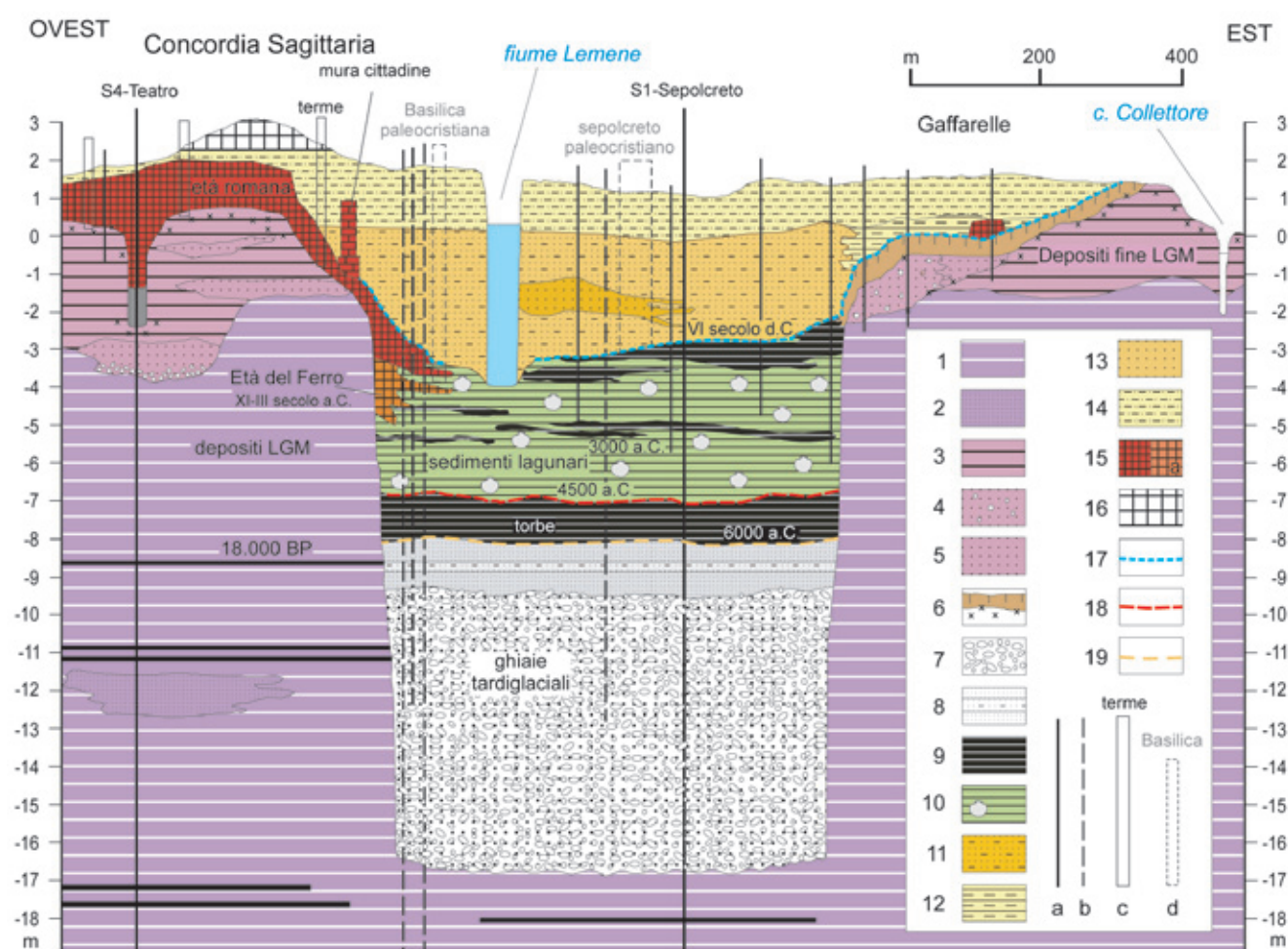


Fig. 8.11 - Sezione dell'incisione sepolta posta a est di Concordia Sagittaria (da FONTANA, 2006). Per l'ubicazione si veda la traccia g in Fig. 8.3.

Legenda: a) sondaggi; b) proiezione di sondaggi poco distanti dalla traccia della sezione; c) scavi archeologici editi, presenti lungo la sezione; d) proiezione di scavi archeologici; 1) piana pleniglaciale limoso-argillosa; 2) canale pleniglaciale sabbioso; 3) piana cataglacial limoso-argillosa; 4) canale cataglacial sabbioso-ghiaioso (diametro max 1-2 cm); 5) canale cataglacial sabbioso; 6) suolo sepolto della superficie LGM con abbondanti concrezioni; 7) ghiaie medie (2-5 cm) tardoglaciali o dell'Olocene iniziale trasportate dal Tagliamento che formò la valle (unità di Cinto Caomaggiore); 8) sabbie e limi dell'Olocene iniziale; 9) torbe e depositi organici ricchi di frammenti vegetali; 10) sedimenti lagunari e palustri (limi argillosi e limi con frammenti di molluschi lagunari e frammenti vegetali); 11) depositi di rotta e canale fortemente idromorfi (limi sabbiosi e sabbie fini); 12) depositi di tracimazione (limi e limi argillosi con frammenti vegetali e di gasteropodi continentali); 13) depositi di canale (sabbie medie disposte in stratificazione incrociata e parallela); 14) depositi di dosso (sabbie limose e sabbie); 15) depositi antropici legati alla frequentazione romana; 15a) preromani; 16) depositi antropici moderni e attuali; 17) discontinuità tra i depositi lagunari-fluviali e quelli del Tagliamento del VI secolo d.C.; 18) discontinuità tra i depositi torbosi e lagunari olocenici; 19) discontinuità tra i depositi fluviali del Tagliamento che incise la valle e il riempimento fluvio-lagunare olocenico.

relativi alle datazioni radiocarboniche disponibili per il sistema del Tagliamento e del Brenta questa carenza di informazioni è particolarmente evidente per l'intervallo 14.500-8000 anni ^{14}C BP ed è correlabile alla mancata formazione di orizzonti organici databili (Fig. 8.6). Ciò nonostante, nel settore distale della pianura non esistono ragioni climatiche o paleoambientali che possano spiegare un così drastico calo nella produzione di torba, legno o sedimento organico durante il tardoglaciale e specialmente nell'Olocene iniziale. Una delle ipotesi più verosimili può essere trovata nella mancanza di deposizioni alluvionali sopra la superficie LGM dei megafan fino a circa 8000 anni fa. Questo fatto può essere stato indotto dal confinamento dell'attività fluviale entro i canali incisi, che portarono alla trasformazione di ampi settori di megafan in superfici di *by-pass* prive di deposizione. Le tracce di profonda erosione sono particolarmente evidenti a est del Livenza, ma anche nel settore centro-occidentale della provincia di Venezia l'attività fluviale è stata particolarmente ridotta e fasi di aggradazione non si verificarono fino all'Olocene medio. Sulle superfici abbandonate dall'attività alluvionale poterono così svilupparsi suoli ben formati descritti nel successivo paragrafo.

Una simile evoluzione può essere descritta nel settore centrale della pianura padana per i megafan e conoidi che si trovano lungo il margine alpino. Dopo la maggior fase di aggradazione, verificatasi nel LGM, i corsi alpini terrazzarono il settore prossimale della pianura, dal loro sbocco vallivo per alcune decine di chilometri (MARCHETTI, 2001; 2002).

Una delle cause più importanti nella mancanza di sedimentazione sulla superficie dei megafan e della conseguente incisione è stato il ritiro dei ghiacciai all'interno delle vallate alpine. Le ricerche più recenti indicano che tra 15.000-14.000 anni ^{14}C BP la deglaciazione delle Alpi Orientali era probabilmente quasi completa (PELLEGRINI *et al.*, 2005). Spesso, quasi contemporaneamente o poco dopo il ritiro glaciale, nelle valli deglacciate si formarono estesi laghi intravallivi per effetto della presenza degli sbarramenti creati dalla presenza degli apparati morenici frontali o, più comunemente, per la creazione di frane che sbarrarono temporaneamente i deflussi (CASTIGLIONI, 2001). Questi laghi, descritti nei bacini montani di Isonzo (BAVEC *et al.*, 2004), Tagliamento (VENTURINI, 2003; MONEGATO *et al.*, 2007) e Piave (PELLEGRINI *et al.*, 2005; 2006), intrappolarono il sedimento grossolano e causarono quindi una drastica diminuzione nel flusso sedimentario verso la pianura. Nel Vallone Bellunese una importante fase di aggradazione interna alla valle ha caratterizzato il tardoglaciale e parte dell'Olocene, fino a circa 10.000-8000 anni fa (SURIAN & PELLEGRINI, 2000), portando al prolungato stoccaggio dei depositi fluviali. Inoltre, dalla fine del LGM, il miglioramento climatico ha indotto la ricolonizzazione delle montagne da parte della vegetazione (VESCOVI *et al.*, 2007), aumentando

la stabilità dei versanti e inducendo così un calo nel tasso di erosione e nel carico sedimentario dei fiumi.

8.2.3.3.2. *Caratteri pedologici delle superfici pleniglaciali e cataglaciali*

Le superfici formatesi durante il LGM e ancora affioranti, comprese quelle della fase cataglaciale, sono caratterizzate da suoli⁷ con caratteristiche relativamente omogenee in tutto il territorio provinciale. I sedimenti che le formano, infatti, hanno un'età quasi coincidente che è compresa tra 18.000 e 15.000 anni ^{14}C BP. Inoltre, i momenti più significativi per la formazione dei suoli si sono verificati durante l'Olocene e hanno quindi interessato in ugual modo i depositi di entrambe le fasi del LGM. In generale per la pedogenesi sono stati importanti l'azione della copertura forestale e l'effetto di alcune fasi pedoclimatiche come quella verificatasi durante l'Atlantico, caratterizzato da clima caldo umido con stagioni contrastate (CREMASCHI, 1990). La presenza della falda freatica in prossimità della superficie ha localmente inibito la pedogenesi. Tuttavia, specie nelle posizioni più rilevate e ben drenate, come al colmo degli argini naturali, vi sono chiari indizi di una lunga evoluzione pedogenetica, con fenomeni di rubefazione che hanno sviluppato colori marrone giallastri (10YR 6-5/3). Allontanandosi dagli argini naturali i sedimenti divengono progressivamente più limosi e la superficie meno elevata, di conseguenza la presenza della falda e la minor permeabilità dei depositi hanno creato notevoli orizzonti di concrezioni carbonatiche. Queste si svilupparono originariamente tra i 60-120 cm di profondità, mentre attualmente sono praticamente inglobate dalle arature moderne. Questo tipo di suoli è tipico della pianura LGM ancora affiorante e, quando sepolta, è facilmente riconoscibile anche in profondità grazie alle proprietà pedogenetiche che presenta il suo tetto. Nel sottosuolo della laguna di Venezia questi orizzonti sovraconsolidati vengono definiti con il termine "caranto"⁸ (GATTO e PREVIALELLO, 1974; MOZZI *et al.*, 2003); nel settore Sandomatese e Portogruarese tale termine dialettale descrive anche le concrezioni carbonatiche.

L'attività agricola ha notevolmente alterato le caratteristiche della superficie pleistocenica sicuramente già a partire dall'epoca romana e, in alcune zone, probabilmente anche durante le fasi finali della Protostoria; uno degli effetti delle arature è stata l'esumazione degli orizzonti concrezionati che attualmente si trovano in genere parzialmente o totalmente inglobati nell'orizzonte arativo.

8.2.3.3.3. *Trasgressione marina e dinamica fluviale medio olocenica*

A partire da 17.000 anni fa la fusione dei ghiacci causò

⁷ Si veda anche il capitolo 6 "Suoli".

⁸ Il "caranto" viene più dettagliatamente descritto in un'apposita scheda di questo capitolo.

un rapido innalzamento marino globale (Fig. 8.12), che dal livello minimo di circa -120 m slm, raggiunto all'acme del LGM, risalì al ritmo medio di 15-10 mm/anno (CORREGGIARI *et al.*, 1996; LAMBECK *et al.*, 2004). Il sollevamento del livello eustatico è da imputarsi principalmente allo scioglimento della calotta artica e di quelle nordeuropea e nordamericana, con ghiacci che raggiunsero un volume simile all'attuale attorno a circa 7000 anni fa (LAMBECK & CHAPPEL, 2001); infatti, nonostante la fusione quasi completa dei ghiacciai nelle valli alpine fosse avvenuta già circa 13.000 anni fa, il mare continuò a salire rapidamente fino a 7000-6000 anni fa, quando raggiunse un livello relativo di pochi metri inferiore all'attuale (Fig. 8.12). Il successivo sollevamento del mare è da attribuirsi in buona parte alle deformazioni tettoniche, alla subsidenza locale, agli aggiustamenti isostatici, alle fluttuazioni climatiche oloceniche e alla quantità di apporti sedimentari fluviali (LAMBECK *et al.*, 2004). La trasgressione marina non fu un evento sincrono in tutto l'Adriatico, ma si verificò dapprima nel settore più meridionale e in quello orientale. La morfologia delle coste giocò un ruolo fondamentale e così, mentre sulla sponda istriano-dalmata, alta e rocciosa, il mare raggiunse piuttosto

rapidamente una posizione simile all'attuale, sul versante opposto la scarsa pendenza della pianura alluvionale preesistente rallentò il fenomeno. Si sono così generate delle situazioni differenziate anche tra zone adiacenti. Nella pianura veneto-friulana, le aree in cui le superfici relitte pleistoceniche sono affioranti fino al margine lagunare hanno subito la trasgressione in modo passivo, tanto che in queste aree l'odierna posizione del mare è generalmente la più interna raggiunta nel postglaciale. Invece, nelle aree in cui sono sfociati i corsi alpini durante l'Olocene, la situazione è in genere più complessa e spesso si riconosce un ciclo trasgressivo-regressivo composto da una iniziale espansione marina sulla pianura preesistente, seguita dall'instaurarsi di un ambiente lagunare o deltizio, talvolta caratterizzato dalla successiva progradazione dei sistemi fluviali. Il protendimento verso mare di questi ultimi e il sistema dei lidi da essi stessi creato hanno isolato specchi di mare e formato le lagune in cui il moto ondoso ha un debole effetto, mentre diviene fondamentale il regime tidale (BLUM & TÖRNQVIST, 2000). A sud della laguna di Venezia è ben riconoscibile un ciclo trasgressivo-regressivo, mentre verso nord la posizione più interna

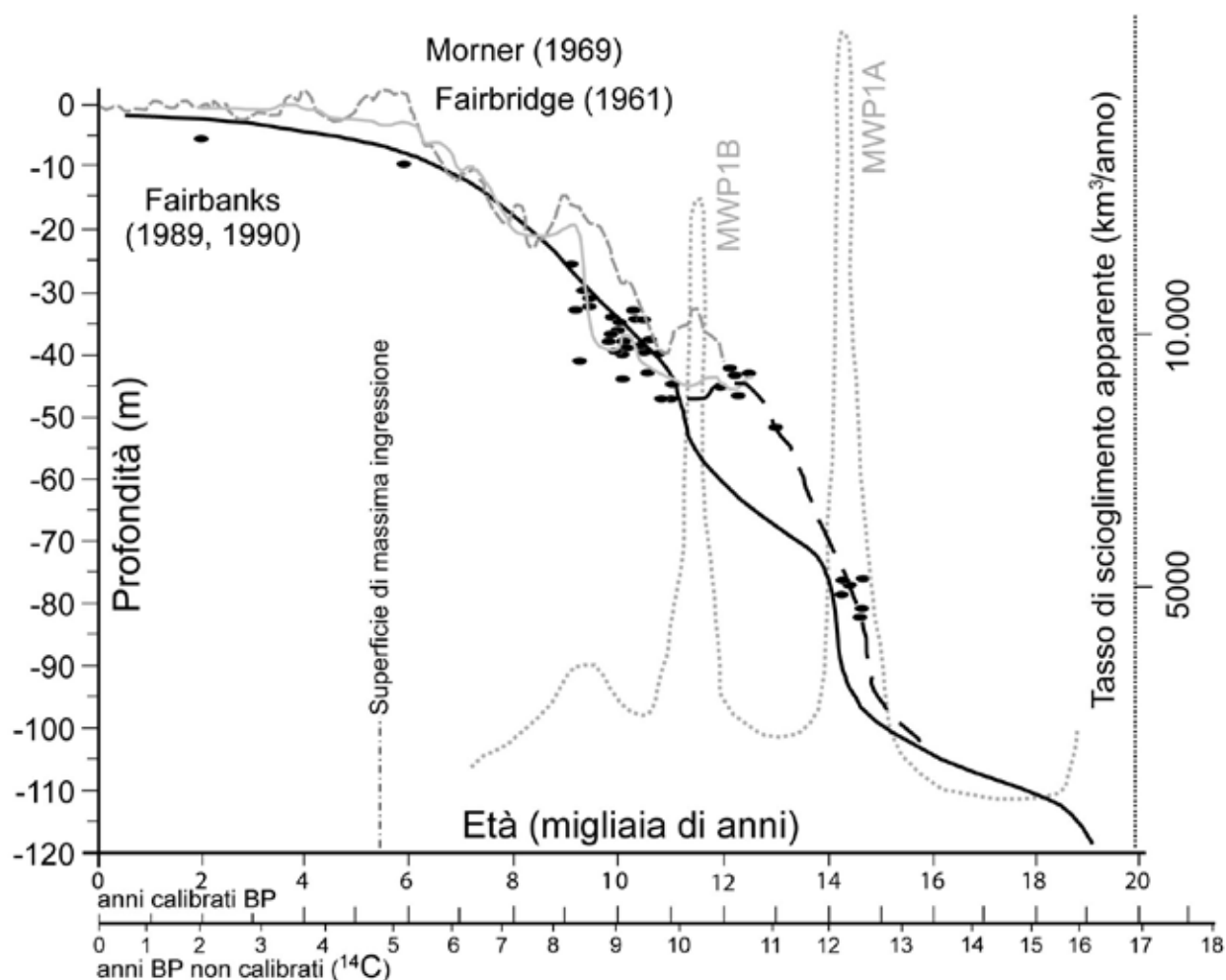


Fig. 8.12 - Curva di risalita del livello marino (tratteggiata nera) basata sui dati calibrati (pallini neri) provenienti dalla piattaforma adriatica confrontata con le curve eustatiche più comunemente riportate in letteratura e il tasso di scioglimento apparente delle calotte glaciali (FAIRBANKS, 1989) (da TRINCARDI & ARGAGNI, 2003, modificato da CORREGGIARI *et al.*, 1996).

raggiunta dal mare è in genere meno lontana dalla linea di costa e quasi sempre corrisponde con il margine delle lagune esistenti prima delle bonifiche moderne (BONDESAN *et al.*, 2001; AMOROSI *et al.*, 2008) (Fig. 8.13).

Nella pianura romagnola i sedimenti marini di circa 8500 anni fa si trovano tra -27 e -30 m slm e ricoprono la superficie pleniglaciale; poco a nord, nell'area di Conselice e Pomposa, compaiono facies lagunari tra -15 e -18 m slm, datate a 7000-8000 anni fa (AMOROSI *et al.*, 2008). Nella baia di Pirano (Slovenia), a -26,5 m slm sono state individuate facies lagunari di circa diecimila anni fa (OGORELEC *et al.*, 1981) e simili

risultati sono anche disponibili per il centro del Golfo di Trieste (OGRINC *et al.*, 2005). In area veneziana e friulana, la prima formazione delle lagune sembra essere documentata a circa 7500-6000 anni fa, in corrispondenza della massima ingressione marina. La parte centrale della laguna di Venezia cominciò a formarsi circa 6000 anni fa (-8 m slm), mentre nel settore meridionale della laguna e del delta dell'Adige è segnalata un'età leggermente più antica per i primi depositi lagunari, secondo le datazioni più affidabili. Anche nel settore settentrionale della laguna di Venezia i primi depositi costiero-lagunari sono datati attorno a 7500 anni fa (CANALI *et al.*, 2007).

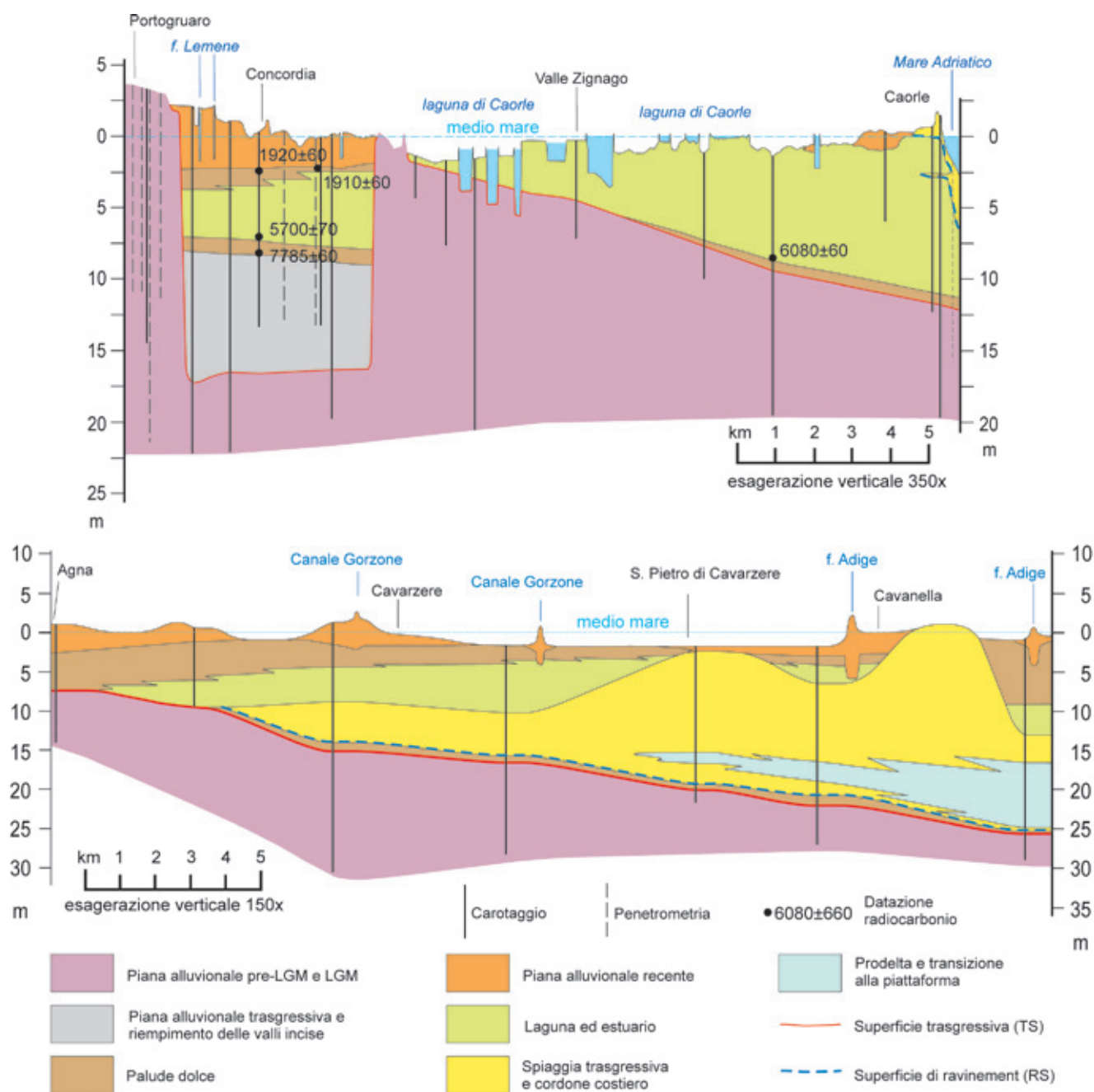


Fig. 8.13 - Sezione stratigrafica costiera della laguna di Caorle (8a) e del settore di Chioggia (b) (per ubicazione si vedano le tracce 'i' e 'a' in Fig. 8.3; modificato da AMOROSI *et al.*, 2008).

Nell'area del basso Piave, in località Palazzetto di San Donà, i primi sedimenti lagunari si trovano a sei metri di profondità e datano a 6520 ± 50 anni ^{14}C BP (BONDESAN *et al.*, 2004), mentre i primi cordoni dunali del sistema costiero del fiume Piave sono datati a 5460 ± 60 anni ^{14}C BP (BONDESAN *et al.*, 2002b). In tutto il settore compreso tra Piave e Tagliamento si riconoscono sedimenti lagunari soprastanti la pianura pleistocenica, recentemente incontrati da numerosi sondaggi tra circa -7 e -9 m slm e datati attorno al 5000 a.C. (GALASSI & MAROCCO, 1999; FONTANA, 2006). Nella laguna di Marano, le più antiche tracce di presenza marina postglaciale sono state riconosciute presso l'Isola di S. Andrea a -8 m slm e datano a 5540 ± 140 anni ^{14}C BP (MAROCCO, 1989); presso Lignano, sotto l'attuale delta del Tagliamento, a -7,3 m slm è stata segnalata la presenza di sedimenti lagunari di 4620 ± 160 anni ^{14}C BP (MAROCCO, 1991). Circa 2 km più a nord, in località Picchi di Latisana, il limite tra pianura e depositi lagunari è stato individuato a -6,5 m slm (FONTANA, 2006). Lungo la costa veneto-friulana la risalita marina e l'espansione dei sistemi lagunari sono state fortemente condizionate dalla morfologia della pianura preesistente. Le acque salmastre si sono così infiltrate prima entro le zone depresse e, in particolare, le incisioni corrispondenti ad alcuni profondi paleoalvei del Tagliamento hanno consentito alla laguna di giungere molto all'interno della pianura. Il caso più evidente è quello verificatosi lungo due incisioni esistenti al di sotto degli attuali corsi dei fiumi Lemene e Reghena, lungo le quali le acque salmastre giunsero fino a Portogruaro (FONTANA, 2006). All'interno delle incisioni la base dei depositi lagunari ha un'età di 5900-5700 anni ^{14}C BP (Figg. 8.10, 8.12).

Durante l'Olocene, nella porzione distale dei megafan alluvionali, i fiumi alpini hanno avuto dei corsi meandriformi caratterizzati da differenti valori di ampiezza e sinuosità e lunghezza d'onda dei meandri. In varie fasce di meandro, caratterizzate da una disattivazione che ha consentito la deposizione di depositi organici nei canali residuali, è stata datata la base di questi sedimenti. Una cospicua parte delle datazioni oloceniche presenti nei diagrammi di Fig. 8.6 sono state realizzate proprio su questo tipo di materiali organici, ottenendo una datazione abbastanza affidabile della disattivazione del canale. Altre datazioni riguardanti gli orizzonti organici di ambiente lagunare (soprattutto barene) forniscono informazioni sull'aggradazione della piana costiera. Fino a circa 6000-5000 anni fa, mentre l'highstand marino consentiva la progradazione dei sistemi fluviali nella zona costiera, i fiumi alpini hanno manifestato una scarsa capacità sedimentaria nella pianura, persino nei loro tratti terminali, a ridosso dell'ambiente deltizio. Nel sistema del Tagliamento una fase di incisione si è manifestata ancora attorno al 1000 a.C. (unità di Alvisopoli). Questa è stata caratterizzata dal trasporto di ghiaie alcuni chilometri più a valle rispetto al loro limite di sedimentazione attuale. Nel megafan del Piave, lungo il fiume Sile presso il

limite attuale della laguna, il Piave ha attivato un'incisione fonda circa dodici metri all'interno dei sedimenti LGM, riempita da sedimenti tra 7000 e 3600 anni ^{14}C BP (BONDESAN *et al.*, 2004a). Anche nell'area di Aquileia vi sono evidenze di incisioni fluviali del Torrenatisone-Isonzo ben approfondite rispetto ai depositi LGM e lungo le quali erano trasportate le ghiaie fino all'altezza dell'attuale abitato fino agli ultimi secoli del I millennio a.C. (ARNAUD-FASSETTA *et al.*, 2003).

8.2.3.3.4. Dossi fluviali e dinamica fluviale tardo olocenica

Nel settore distale dei megafan, la fase di incisione fluviale o di non sedimentazione verificatasi nel post-LGM continuò fino all'ultima parte del periodo climatico Subboreale (1000 a.C. circa), quando si verificarono poi importanti cambiamenti nella dinamica fluviale di tutta la pianura; vi sono tuttavia alcune differenze cronologiche tra i sistemi del Brenta, Piave e Tagliamento.

Presso Mezzavia, poco a ovest di Padova, la datazione radiocarbonica di una ceppaia in posizione di vita entro un suolo, sepolto dall'argine naturale di un antico percorso del Brenta, dimostra che l'aggradazione sulla superficie LGM era iniziata attorno a circa 5000 anni ^{14}C BP. Tuttavia, anche in questo sistema fluviale, la fase di estesa e ben riconoscibile sedimentazione si verificò successivamente al 1000 a.C. (MOZZI, 2004a). Per il settore della provincia che è stato formato da Adige e Po non è chiaro al momento quando questo sistema fluviale cominciò a formare i suoi ampi dossi (Fig. 8.14). Il più antico dosso olocenico del Piave si sviluppò a valle di San Donà successivamente a 3000-4000 anni BP; inoltre, questa tendenza all'aggradazione è anche evidenziata dal completo riempimento da parte dei depositi del Piave dell'incisione del Sile, fonda 12 m (BONDESAN *et al.*, 2004a). Nel megafan del Tagliamento i dossi olocenici cominciarono a formarsi solo dopo il 1000 a.C. (FONTANA, 2004; 2006) e anche per l'Isonzo si riconosce una simile tendenza (ARNAUD-FASSETTA *et al.*, 2003). Queste evidenze stratigrafiche e geomorfologiche suggeriscono che la formazione dei dossi fluviali influenzò ampie porzioni del settore distale dei megafan solo circa 3000-4500 anni fa. Questo stile deposizionale è ancora attivo, anche se, durante gli ultimi secoli, esso è stato fortemente controllato dalle attività umane e particolarmente dagli interventi di arginatura e deviazione artificiale.

I dossi fluviali olocenici sono molto differenti da quelli pleistocenici sia nelle dimensioni che nella geometria interna dei corpi.

I dossi costruiti negli ultimi millenni sono generalmente più alti (2-5 m rispetto alla piana d'esondazione) e più ampi (500 - 2000 m) rispetto a quelli del LGM. I fiumi formano meandri nei loro tratti terminali e con canali profondi generalmente 5-7 m. Le avulsioni sono state il processo maggiore nell'innescare nuove direttrici fluviali. Nel megafan del Tagliamento la

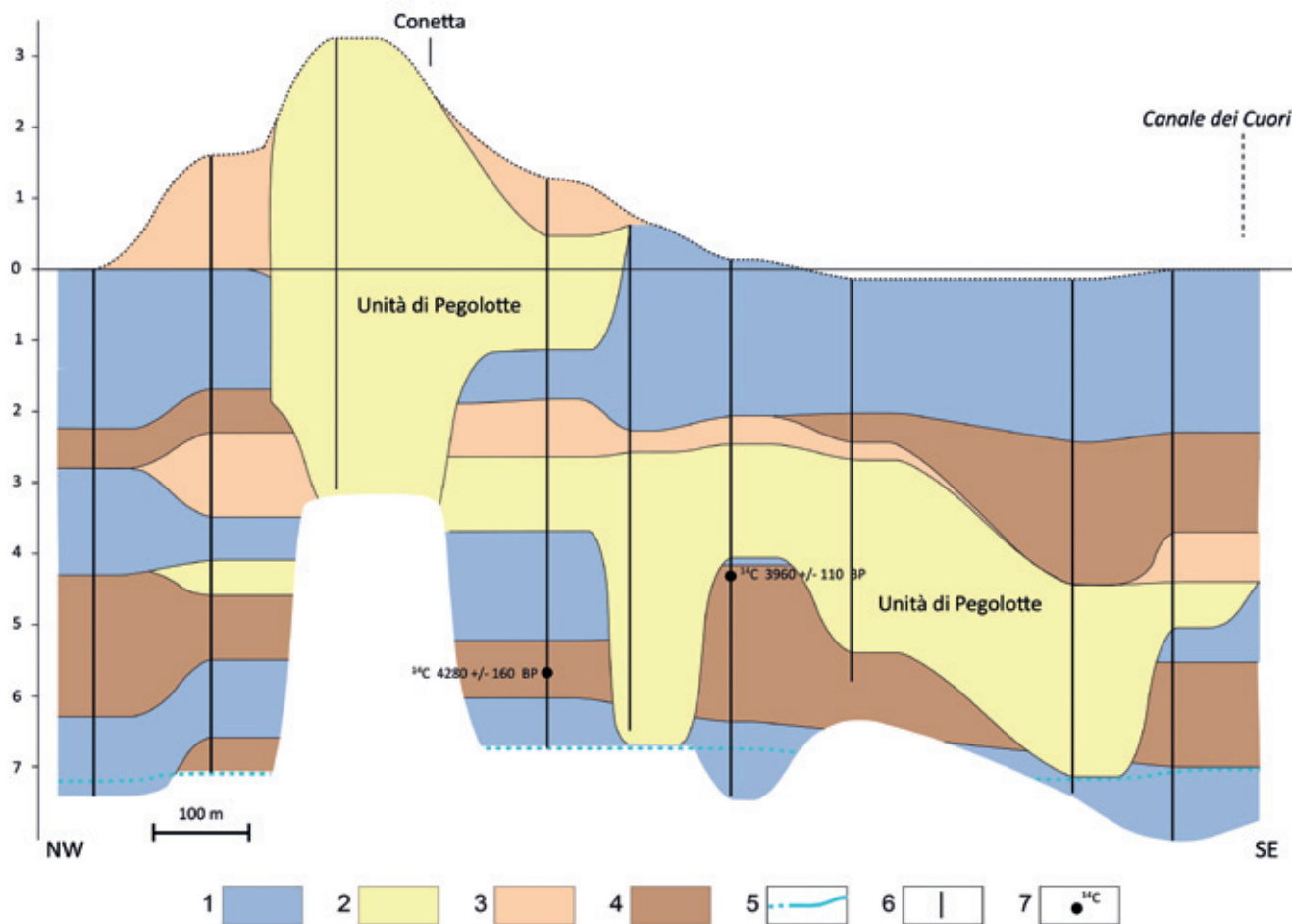


Fig. 8.14 - Sezione stratigrafica di dosso fluviale tardo olocenico del Po appartenente all'unità di Pegolotte (PIOVAN, 2008); per ubicazione si veda la traccia b in Fig. 8.3.

Legenda: 1) depositi di piana esondazione; 2) depositi di canale; 3) depositi di argine naturale; 4) torbe e depositi palustri; 5) limite Pleistocene-Olocene; 6) sondaggio stratigrafico; 7) datazione.

sedimentazione tardo olocenica ha interessato anche le incisioni precedentemente abbandonate, conducendo al loro totale riempimento, come riconosciuto in Concordia (Fig. 8.11), sotto l'attuale percorso della roggia Lugugnana e sotto il corso attuale del fiume. Infatti, in corrispondenza del percorso odierno del Tagliamento il fiume si era inciso nei depositi LGM fino alla fine del Subboreale (circa 3000 anni fa), ma la profondità del canale era significativamente inferiore rispetto alle incisioni attive nel tardoglaciale e all'inizio dell'Olocene; lungo l'alveo le ghiaie arrivavano più a valle di oggi, ma meno rispetto all'Olocene iniziale e medio. L'assottigliamento della profondità dell'alveo e la diminuzione della capacità di trasporto può essere correlata all'abbassamento del gradiente idraulico del canale, fenomeno favorito dalla risalita relativa del livello marino, come dimostrato in altre pianure costiere europee (es. BLUM & TÖRNQVIST, 2000; BERENDSEN & STOUTHAMER, 2001).

La sedimentazione tardo olocenica ha interessato aree notevolmente meno estese rispetto a quelle coinvolte nel LGM. Escludendo le aree costiero-deltizie, lo spessore dei sedimenti olocenici che seppelliscono la superficie pleistocenica generalmente raggiunge

uno spessore massimo di 4-6 m, lungo i dossi fluviali. Nelle piane d'esondazione correlate ai dossi la potenza dei sedimenti olocenici è di solo 1-3 m. Nelle sequenze stratigrafiche tardo oloceniche, i depositi organici o gli strati di torba sono diffusi solo negli ambienti lagunari o palustri costieri, mentre nelle serie alluvionali la torba è presente solo come una parte del riempimento dei canali residui. In contrasto, i suoli sepolti sono piuttosto diffusi e il loro grado di sviluppo può essere utilizzato per stimare la durata del periodo di esposizione cui è stata soggetta la superficie su cui si sono evoluti (MOZZI *et al.*, 2003; FONTANA *et al.*, 2004; RAGAZZI *et al.*, 2004). Nella ricostruzione cronostatigrafica delle sequenze alluvionali sono di particolare importanza i suoli sepolti con presenza di reperti e soprattutto strutture archeologiche, che consentono una precisa datazione anche di quelle superfici in cui non è disponibile materiale organico da sottoporre a radiodatazione⁹.

In tutti i megafan della pianura veneto-friulana un importante periodo di alluvioni è riconoscibile durante

⁹ Vedi anche i capitoli 6 "Suoli" e 3 "Geoarcheologia".

l'Alto Medioevo (dal V-VI al X secolo d.C.). Questo intervallo corrisponde a un periodo di elevata e concentrata piovosità ricordato dalle fonti storiche e coincide anche con il collasso del sistema agrario e di drenaggio messo in opera durante l'epoca romana. Tra il VI-VII secolo il Tagliamento è stato caratterizzato da un'elevata attività avulsiva che è menzionata nei resoconti storici e ha condotto all'attivazione alternata di tre differenti direttrici con formazione di dossi (FONTANA, 2004; 2006). A partire dall'XI secolo è stato attivo solo il ramo attuale del fiume e il dosso formato da esso ha una larghezza di 4 km e si erge sulla piana circostante di circa 3-4 m. Molti siti romani e il tracciato della via Annia sono stati sepolti dall'attività dell'attuale direzione del fiume Tagliamento e la loro posizione stratigrafica e areale testimonia che la formazione del dosso avvenne nel periodo post-romano.

Vari dossi sono stati formati anche dal Piave, dal Brenta e dall'Adige durante l'Alto Medioevo. Il dosso occupato dal Naviglio-Brenta sembra essersi formato nel periodo medievale con una forte influenza degli interventi umani che, fin dal XI secolo, hanno pesantemente condizionato questa direttrice.

8.2.3.3.5. *Influenza umana e bonifiche moderne*¹⁰

Nel territorio provinciale la presenza dell'uomo ha cominciato ad avere un certo effetto sull'ambiente a partire dal Neolitico quando, attorno a 7500 anni fa venne introdotta l'agricoltura, l'allevamento e furono costruiti i primi villaggi stabili. Gli effetti dell'attività antropica sono però rimasti abbastanza limitati e localizzati fino all'età del Ferro, mentre con l'epoca romana hanno interessato molto diffusamente il territorio e hanno cominciato a lasciare tracce ben riconoscibili anche sulle morfologie superficiali. La colonizzazione romana ha infatti condotto alla messa a coltura di quasi tutta la pianura veneto-friulana, alla realizzazione di una fitta rete di strade e canali e alla costruzione di villaggi e città. L'aratura di estese superfici ha portato a fenomeni di erosione areale molto diffusa e alla modificazione degli orizzonti superficiali dei suoli.

Tra il Tardoantico e il Medioevo gli interventi sono stati limitati, mentre hanno subito una decisa crescita d'importanza a partire dal XV secolo con la decisione della Repubblica di Venezia di modificare l'idrografia per favorire lo sfruttamento del territorio. Sono stati così interessati tutti i fiumi tributari della laguna di Venezia per evitare la sedimentazione all'interno del bacino e preservare quindi ampi settori soggetti ai flussi di marea dalla progradazione dei sistemi deltizi. Soprattutto dal XV secolo, numerose deviazioni artificiali e regolazioni di fiumi sono state condotte su Brenta, Adige, Piave, Livenza e Bacchiglione. Dal XVIII secolo la pianura veneto-friulana può essere considerata una piana arginata dove, ad eccezione di eventi catastrofici di grande magnitudo, la sedimentazione è stata quasi eliminata. Inoltre, le opere di bonifica agraria condotte nel XX secolo hanno indotto un aumento

nella subsidenza della piana costiera per effetto del drenaggio dei terreni e dell'ossidazione dei depositi organici superficiali che un tempo si formavano sotto le paludi costiere e i fondi lagunari¹¹. Nel complesso gli interventi antropici hanno lasciato una notevole evidenza geomorfologica, incidendo sulla direzione e la morfologia degli alvei, sull'assetto costiero e sull'estensione delle lagune. Da un punto di vista geologico, invece, l'attività umana ha avuto effetti localizzati, in quanto i depositi prodotti direttamente dall'uomo sono generalmente di piccola estensione, limitati alle porzioni superficiali. Un discorso a parte meritano le casse di colmata della zona di Porto Marghera, dove nel XX secolo sono stati accumulati artificialmente 3-5 m di depositi per rendere edificabili alcuni settori della laguna. Anche tutta la città di Venezia e gli edifici delle isole maggiori come Murano e Burano poggiano su accumuli artificiali di detriti.

8.3. LE UNITÀ GEOLOGICHE

Le unità geologiche della provincia di Venezia sono state definite attraverso l'esame delle sequenze stratigrafiche ricostruite sulla scorta delle diverse banche dati impiegate, prima fra tutte quella del Servizio Geologico provinciale¹². I dati stratigrafici (circa 9400) sono stati integrati da una serie di studi e analisi, alcuni già editi, come lo Studio geomorfologico della provincia di Venezia (BONDESAN & MENEGHEL, 2004), altri allora ancora inediti, come ad esempio la Carta dei suoli della provincia alla scala 1:50.000.

Lo studio geologico, ogni qual volta è stato possibile, ha fatto ricorso al rilevamento di campagna eseguito a più riprese, sia attraverso ricognizioni e sopralluoghi, sia con la descrizione e lo studio di sezioni esposte in occasioni di scavi e di sondaggi manuali e meccanici eseguiti in luoghi di particolare interesse¹³.

Uno studio territoriale di questo tipo non ha potuto prescindere da un approccio multidisciplinare. Per questa ragione è stato fatto largo ricorso a una serie di informazioni accessorie, molte delle quali ottenute attraverso indagini e analisi eseguite specificatamente.

Tra queste si ricorda il contributo delle radiodatazioni, di cui quindici, finanziate dall'Amministrazione provinciale, sono state eseguite su campioni specificatamente raccolti per il progetto. Analisi mineralogiche, pure realizzate appositamente, sono state effettuate su campioni di sabbia consentendo di stabilire il baci-

¹⁰ Vedi anche i capitoli 2 "Profilo storico", 3 "Geoarcheologia" e 4 "Idrografia e bonifica idraulica".

¹¹ Vedi anche il capitolo 16 "Subsidenza".

¹² Vedi anche il capitolo 5 "Banche dati" e la cartografia di Tav. 7.

¹³ Tra tutti si segnala l'ampio e dettagliato rilevamento effettuato in occasione degli scavi per il Passante Autostradale di Mestre. Ghiotta è stata infatti l'occasione di seguire gli scavi realizzati lungo i circa 33 km del tracciato del Passante, che taglia quasi perpendicolarmente le principali strutture deposizionali del Brenta Pleistocenico.

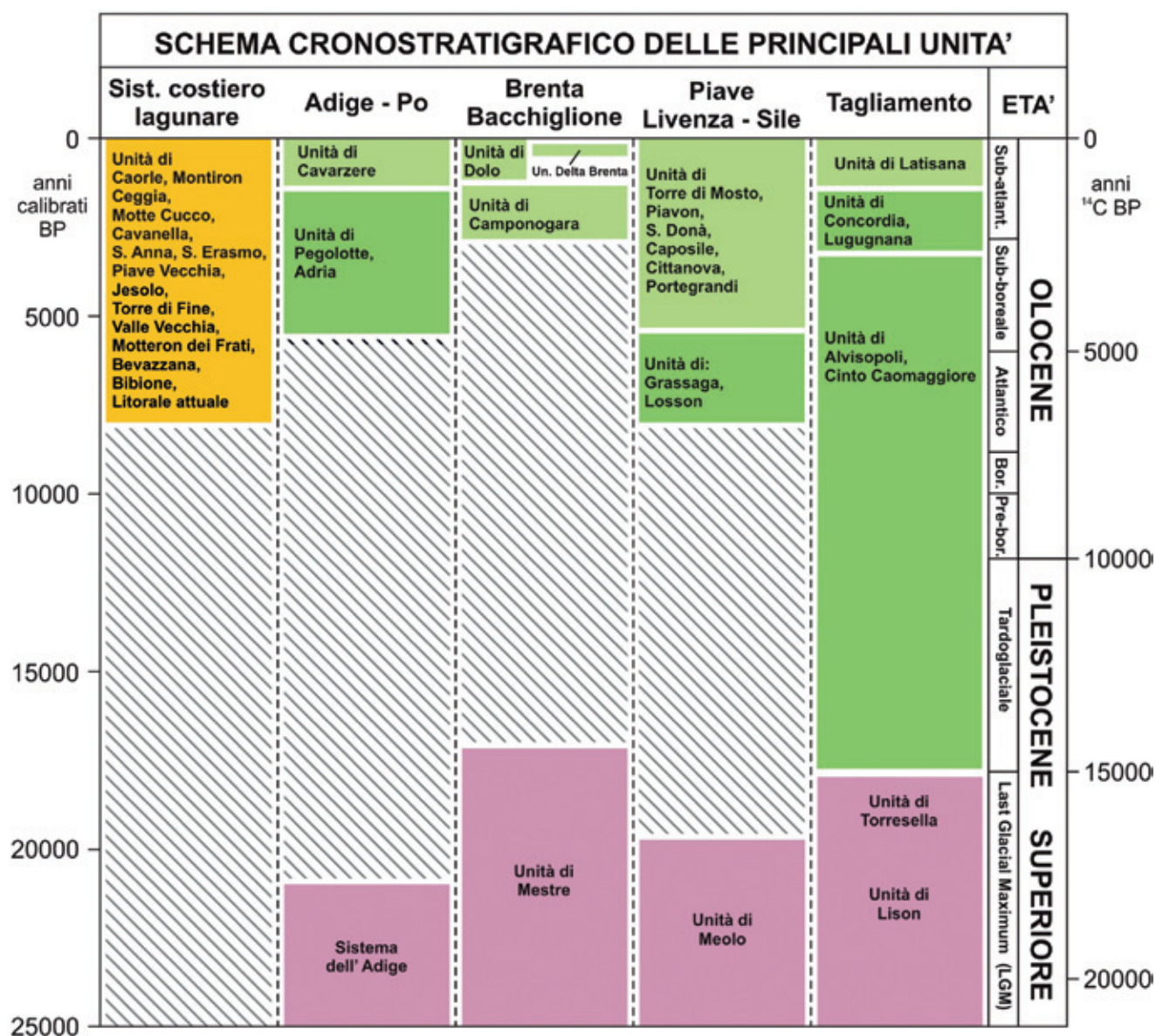


Fig. 8.15 - Schema cronostratigrafico delle principali unità geologiche.

no di provenienza dei sedimenti e quindi di dirimere le situazioni dubbie dove la possibile convergenza delle direttrici fluviali poteva far attribuire i depositi a uno o a un altro fiume.

Le presenze archeologiche nel territorio sono state un altro elemento importante di datazione degli orizzonti superficiali in termini di deposizione precedente o successiva alla frequentazione del sito o alla realizzazione del manufatto archeologico. La presenza delle centuriazioni sulle superfici ha permesso di aggiungere un ulteriore elemento di attribuzione cronologica¹⁴. Anche l'impiego della cartografia storica rappresentante l'evoluzione idrografica del territorio veneziano negli ultimi cinque secoli è stata di particolare aiuto nella definizione della natura ed estensione dei depositi¹⁵.

Tra le varie applicazioni che consente la conoscenza

geologica del sottosuolo provinciale qui si cita solo quanto attiene alla pianificazione; il Piano Provinciale d'Emergenza (PPE), prima, e il Piano Territoriale Provinciale di Coordinamento (PTCP), poi, hanno ampiamente utilizzato anche quanto emerso da questo studio.

Esso poi è anche la base per perfezionare altre conoscenze, in un succedersi virtuoso in cui ogni studio è da un lato il logico approdo conclusivo di quelli che l'hanno preceduto, e dall'altro è la base per partire all'acquisizione di sempre nuove e più approfondite conoscenze.

Per questo motivo, le *"Unità geologiche del territorio"*

¹⁴ Vedi anche il capitolo 3 "Geoarcheologia" e la cartografia di Tav. 4.

¹⁵ Vedi anche il capitolo 2 "Profilo storico" e le cartografie delle Tavv. 2 e 3.

provinciale di Venezia", che all'inizio del presente capitolo erano state indicate in un qualche modo come un "punto d'arrivo" di una pluridecennale attività, ora possono a giusto titolo essere considerate anche un "punto di partenza" verso nuovi, ambiziosi progetti.

Lo studio qui esaminato ha quindi voluto essere uno strumento essenziale per chi opera in provincia di Venezia e intende completare le proprie osservazioni di campagna inserendole in un quadro regionale.

Le note illustrative presenti nella pubblicazione originale riportano una cospicua serie di transetti condotti attraverso l'interpolazione di carotaggi eseguiti per scopi molteplici. Il dato di campagna è stato quindi interpretato e accompagnato da un modello interpretativo. In questo modo è stato possibile operare dei confronti diretti tra i log eseguiti all'interno di una delle unità geologiche e la sezione geologica di riferimento che meglio approssima la serie stratigrafica attraversata.

Si sono dapprima prodotte, col materiale a disposizione, circa 200 sezioni geologiche che hanno per-

messo la caratterizzazione delle varie unità geologiche riconosciute nella provincia di Venezia; sono stati quindi scelti i 54 profili più rappresentativi delle singole unità.

A questi profili sono stati associati altrettanti modelli geologici nel tentativo di fornire al lettore sia il dato oggettivo sia l'interpretazione derivata.

Ogni unità presente nella carta è stata perciò descritta all'interno delle note; per ogni unità è stato indicato il sistema sedimentario di appartenenza¹⁶.

Oltre a rinviare alla cartografia di Tav. 10 (dove sono cartografati, in scala 1:50.000, i sistemi e, al loro interno, le unità geologiche), viene riportata, a titolo d'esempio, la scheda dell'Unità di Cavarzere, appartenente al Sistema alluvionale dell'Adige.

¹⁶ Sono stati indicati i seguenti sistemi: "Alluvionale del Tagliamento" (con sette unità), "Alluvionale dei fiumi di risorgiva e del reticolo locale" (due unità), "Alluvionale del Piave-Livenza" (due unità), "Alluvionale del Piave" (sei unità), "Alluvionale del Sile-Piave" (una unità), "Lagunare-palustre" (tre unità), "Alluvionale del Brenta" (quattro unità), "Alluvionale dell'Adige" (quattro unità), "Costiero" (tredici unità) e "Antropico" (una unità).

IL PASSANTE DI MESTRE

Tiziano Abbà - Geologo in Borgoricco (PD)

L'area centrale della provincia di Venezia fra il 2005 e il 2008 è stata interessata dai lavori per la costruzione del Passante di Mestre, il nuovo tratto autostradale che aggira il nodo di Mestre e Marghera alleggerendo il traffico nella tangenziale. Il tracciato attraversa i comuni di Pianiga, Mira, Mirano, Spinea, Martellago, Salzano, Scorzè e Quarto d'Altino in provincia di Venezia, di Mogliano Veneto, Zero Branco, Casale sul Sile e Preganziol in provincia di Treviso. Quest'area ricade nella porzione più antica della pianura alluvionale del fiume Brenta, nella quale i processi sedimentari di grande portata si sono disattivati nel Pleistocene superiore, circa 17.000 anni fa, durante le fasi finali del LGM.

I lavori per la costruzione del Passante sono stati un'opportunità notevole per acquisire dati geologici su questo settore della pianura veneta. Si sono svolti infatti nel periodo in cui erano in corso i rilevamenti per uno studio geologico condotto dalla Provincia sul proprio territorio, sfociato nella pubblicazione *Le unità geologiche della provincia di Venezia* (BONDESAN *et al.*, 2008). Questa fortunata coincidenza ha permesso di sfruttare al meglio l'occasione, grazie alla disponibilità della Società di Progetto Passante di Mestre SCpA e delle numerose ditte appaltatrici che hanno permesso l'accesso del personale della Provincia all'interno dei cantieri.

I lavori per la costruzione del Passante hanno comportato l'esecuzione di numerosi carotaggi profondi 30÷50 m lungo il tracciato, lo scavo di trincee stradali profonde 8÷9 m e lunghe centinaia di metri e la realizzazione di opere accessorie, quali sottopassaggi per le strade secondarie interrotte dall'autostrada e scoline drenanti a margine dei

cantieri. Gli scavi per le trincee e i sottopassaggi hanno aperto ampie sezioni sui terreni della pianura, offrendo la rara opportunità di vedere nel dettaglio le strutture e le geometrie dei corpi sedimentari che normalmente vengono dedotte per interpolazione di dati puntuali, costituiti dalle descrizioni stratigrafiche dei carotaggi. La situazione è stata particolarmente favorevole nel settore occidentale del tracciato, fra Spinea e Mogliano, in cui gli scavi hanno intercettato le strutture deposizionali ortogonalmente, permettendo di osservarne al meglio le dimensioni e i rapporti laterali.

La consistente mole di dati raccolti è confluita in due pubblicazioni, *Le unità geologiche della provincia di Venezia* (BONDESAN *et al.*, 2008), citata sopra, scaricabile dal sito web del Servizio Geologico provinciale (<http://difesasuolo.provincia.venezia.it/DifesaSuolo/>, alla voce "Pubblicazioni"), e *Il Passante autostradale di Mestre* (Lalli, 2010), sintesi dei lavori progettuali, del monitoraggio ambientale e delle ricerche geologiche, pedologiche e archeologiche che hanno accompagnato la costruzione dell'autostrada. Il contributo di questi dati alla conoscenza della pianura alluvionale veneta è stato notevole ed è stato possibile grazie alla collaborazione fra diversi soggetti che hanno interessi convergenti nella conoscenza del territorio: imprese private (Società di Progetto Passante di Mestre e ditte esecutrici dei lavori), ente pubblico (Provincia di Venezia) e mondo della ricerca (Università di Padova, Dipartimento di Geografia). È solo un esempio di quando sia fondamentale la collaborazione e lo scambio di informazioni e di come sia possibile trovare vie d'incontro che portino reciproci vantaggi agli enti coinvolti.

SISTEMA ALLUVIONALE DELL'ADIGE

CAV

CAV
UNITÀ DI CAVARZERE

ADIGE



OLOCENE sup. (I millennio a. C. – Attuale)

L'unità di Cavarzere è costituita da depositi alluvionali legati per la maggior parte alla direttrice attuale del fiume Adige e, per una piccola porzione di territorio presso Cà Bianca a sud del fiume Brenta, ad un antico percorso atesino attivo tra il Bronzo finale e il Tardo Romano - Alto Medioevo. Tale percorso, passante per Este, Monselice, Conselve e Candiana, arrivato a Conca d'Albero piegava probabilmente verso sud-est, verso Cive e Cà Bianca. L'attribuzione all'unità di Cavarzere di questa parte di territorio provinciale è confermata dall'analisi di alcuni campioni di sabbia prelevati presso il transetto n.42 (Brentone), che ne indicano l'appartenenza al fiume Adige.

Per le aree adiacenti al corso attuale dell'Adige, si suppone invece che la deposizione sia successiva al periodo Romano, probabilmente innescata dall'attivazione

del ramo odierno del fiume. I sedimenti lungo l'alveo sono sopraelevati rispetto alla pianura circostante e formano un dosso che presso Cavarzere raggiunge circa 1 km di ampiezza e una quota di 2,5 m slm mentre la pianura distale si trova 2 m sotto il livello marino. Oltre al dosso principale, che si sviluppa lungo l'asta attuale del fiume, si riconoscono alcune diramazioni, la più importante delle quali si stacca a monte di Cavarzere e segue il corso dello Scolo Tartaro fino a congiungersi più a sud con lo Scolo Botta. Un'altra diramazione di dimensioni inferiori parte da Rottanova e trova la sua prosecuzione nel paleoalveo di Motta Molara (transetto n.41).

I sedimenti dell'Adige poggiano sia a nord che a sud sui depositi alluvionali più antichi del Po (rispettivamente unità di Pegolotte e unità di Adria). I limiti tra queste unità non sono sempre ben identificabili con il solo rilevamento e nella Carta delle unità geologiche sono stati tracciati sulla base dei risultati di analisi mineralogiche effettuate sulle sabbie e dello studio dell'orientamento dei principali paleoalvei presenti nell'area. In particolare tra l'unità di Cavarzere e l'unità di Adria è stato preso come riferimento il limite dato nelle note Note Illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, fogli "Venezia" ed "Adria" (Zanettin, 1955).

Il limite superiore dell'unità di Cavarzere è dato dal top deposizionale originario, coincidente con la superficie topografica e variamente rimodellato dall'attività antropica ed è coperto solo dalle torbe palustri rinascimentali-moderne (unità dei Cuori) e dal corso del Brenton verso N-NE (unità Delta Brenta).

Il limite inferiore è caratterizzato dal passaggio graduale verso i sottostanti depositi di palude salmastra nelle aree più interne, o dal contatto netto verso mare con le sabbie dei depositi costieri.

Nel transetto n.40 Cavarzere si può osservare la presenza, ad una profondità di circa 9-10 m dal p.c., di un orizzonte di argille sovraconsolidate, a volte con noduli calcarei (sondaggio 289), che rappresenta il tetto dei depositi alluvionali di età pleistocenica. In alcuni casi un livello di torba, con spessore massimo di circa 80 cm (sondaggio 289), probabilmente rappresentativo di depositi di retrobarriera, separa i sedimenti alluvionali pleistocenici dai sovrastanti depositi lagunari caratterizzati da argille e argille limose fossilifere, con rari resti vegetali e tracce sabbiose, per spessori compresi tra 2 e 4 m.

Si passa verso l'alto ad argille e argille limose ricche di resti vegetali e prive di conchiglie, spesso torbose o con livelli decimetrici di torba, rappresentative di depositi palustri sopra ai quali si riconoscono i sedimenti alluvionali dell'unità di Cavarzere. Tali sedimenti sono costituiti da depositi di piana inondabile, depositi di canale fluviale, di argine e di ventaglio di rota. I depositi di piana inondabile hanno uno spessore variabile da 2 m a 4 m e sono caratterizzati dall'alternanza di strati decimetrici di limi argillosi, argille limose, limi sabbiosi o debolmente sabbiosi e argillosi. Spesso sono presenti resti vegetali, talora abbondanti, o livellotti organici in alternanza a livelli torbosi. In particolare, nelle aree più interne è indicata spesso la presenza di screziature bruno-giallastre che danno al sedimento una tipica colorazione ocrea. Solo in alcuni casi si rinvenivano minute concrezioni carbonatiche ad indicare la presenza di un suolo incipiente.

I depositi di canale fluviale (transetti n.41 Motta Molara e n.42 Brentone) sono rappresentati da corpi sabbiosi costituiti da sabbie da medio-grosse a fini, talvolta limose, con gradazione normale e spessori variabili fino a un massimo di 5 m (sondaggio 12632, transetto Brentone). La larghezza dei canali è di circa 100-150 m. Caratteristica è la presenza di lamelle millimetriche di mica e, in alcuni casi, di abbondanti resti vegetali. Si riconoscono sequenze di abbandono costituite da limi argillosi organici con abbondanti resti vegetali e livelli torbosi (sondaggio 11291, transetto Motta Molara). I depositi di argine si distinguono per l'alternanza di livelli da millimetrici a centimetrici di limo argilloso debolmente sabbioso e limo sabbioso con rari livelli di sabbia fine limosa, spesso con abbondanti resti vegetali (sondaggio 11287, transetto Motta Molara). In alcuni casi sottili alternanze di limi e sabbie con sequenza granulometrica negativa, potrebbero essere associate a depositi di ventaglio di rota, anche se spesso le informazioni non sono così dettagliate da poter distinguere questi ultimi due tipi di depositi.

Il sondaggio 11540 del transetto Cavarzere è posizionato in corrispondenza di un paleoalveo costituito da sabbia fine e medio-fine per uno spessore di 3,10 m dal p.c., rappresentativo di un deposito di canale distributore o di rota. Si tratta di corpi sedimentari a geometria nastriforme, generalmente larghi 30-40 m, che si differenziano dai depositi di canale fluviale per le dimensioni più ridotte e per la minore granulometria dei sedimenti.

Il transetto n.42 Brentone è posizionato lungo un antico tracciato fluviale, riconoscibile nelle carte storiche del XVI secolo con il nome di *Fiume Brenton*, e ben visibile nelle fotografie aeree per la presenza di una traccia di paleoalveo molto marcata. L'analisi mineralogica di alcuni campioni di sabbia prelevati a profondità variabili dal p.c. all'interno del paleoalveo (sondaggi 12621 e 12632) ne ha indicato l'appartenenza al fiume Adige, mentre il campione di sabbia relativo al sondaggio 12626 risulta molto simile come composizione ai sedimenti del fiume Brenta. È probabile, quindi, che un antico percorso dell'Adige sia stato successivamente ripreso dal Brenta in epoca medievale: molti documenti storici indicano infatti la presenza di un fiume denominato Brenta nel territorio delle Bebbe e nelle vicinanze di Brondolo intorno all'anno Mille (Brunello, 1993).

L'unità di Cavarzere corrisponde all'Unità di Torcello nella cartografia CARG della Regione Veneto (Tosi et al., 2007b).

Sandra Primon

SISTEMA ALLUVIONALE DELL'ADIGE

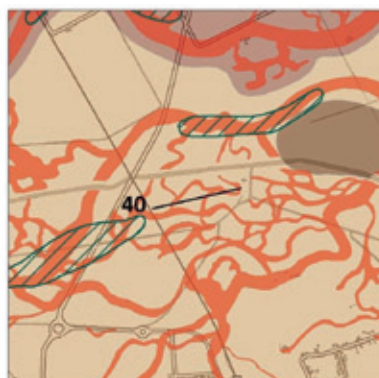
UNITÀ DI CAVARZERE - Transetto n. 40 - Idrovora il Macchinone

Transetto n. **40**
Idrovora Il Macchinone

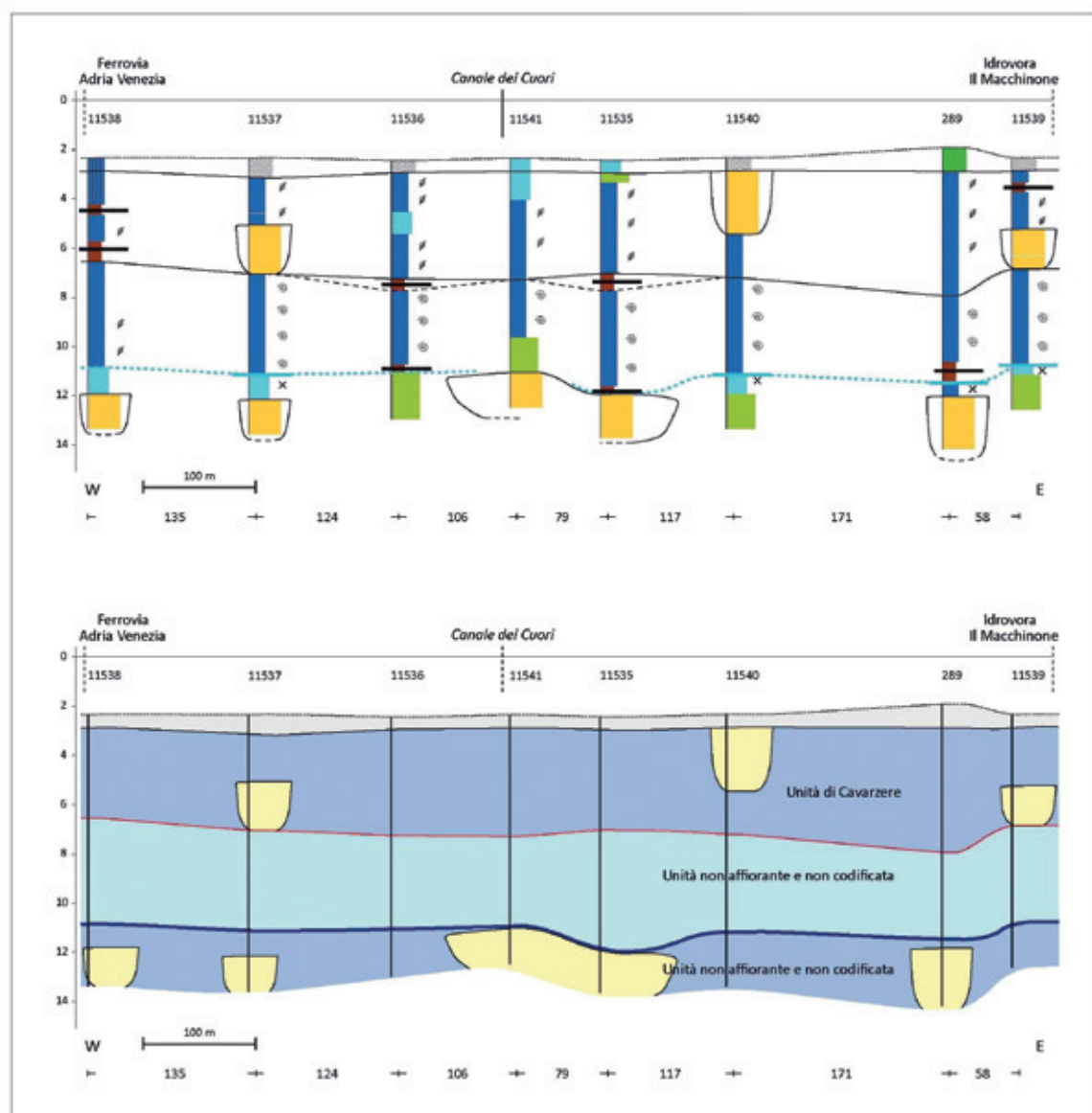
Coordinate sondaggio 11538:
1741906 - 5005398

Numero sondaggi: 11538 - 11537
- 11536 - 11541 - 11535 - 11540
- 289 - 11539

Comune: Cavarzere



ADIGE



SISTEMA ALLUVIONALE DELL'ADIGE

UNITÀ DI CAVARZERE - Transetto n. 41 - Motta Molara

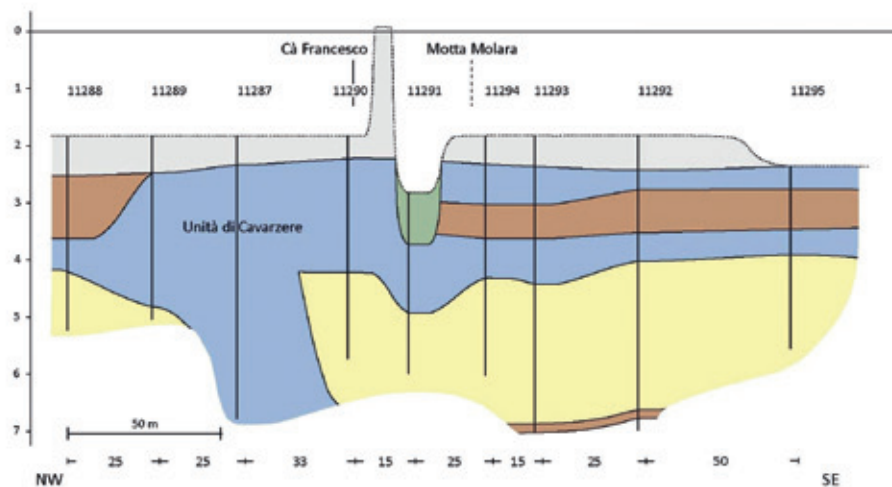
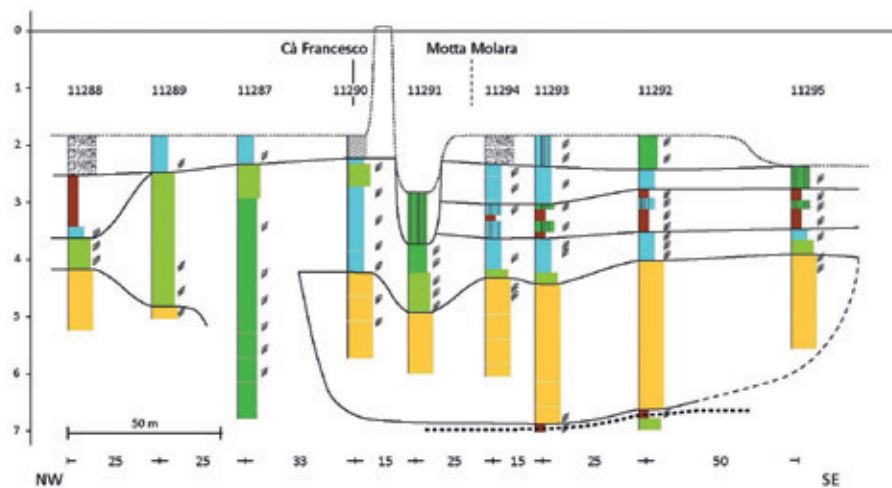
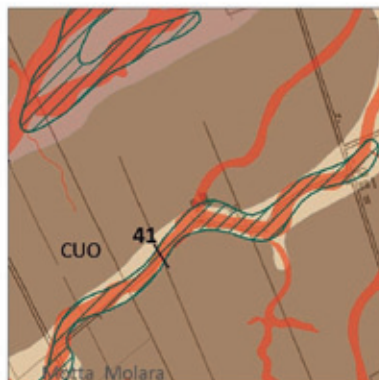
Transetto n. **41**
Motta Molara

Coordinate sondaggio 11288:
1746452 - 5006868

Numero sondaggi: 11288 - 11289
- 11287 - 11290 - 11291 - 11294
- 11293 - 11292 - 11295

Comune: Cona

ADIGE



SISTEMA ALLUVIONALE DELL'ADIGE

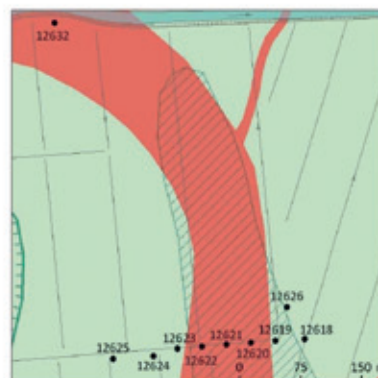
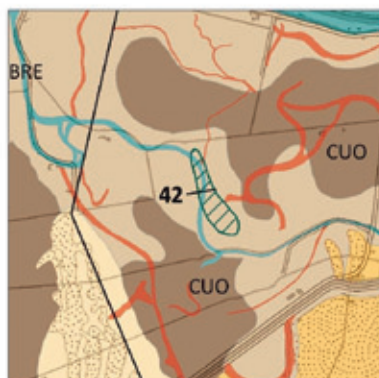
UNITÀ DI CAVARZERE - Transetto n. **42** - Brentone

Transetto n. **42**
Brentone

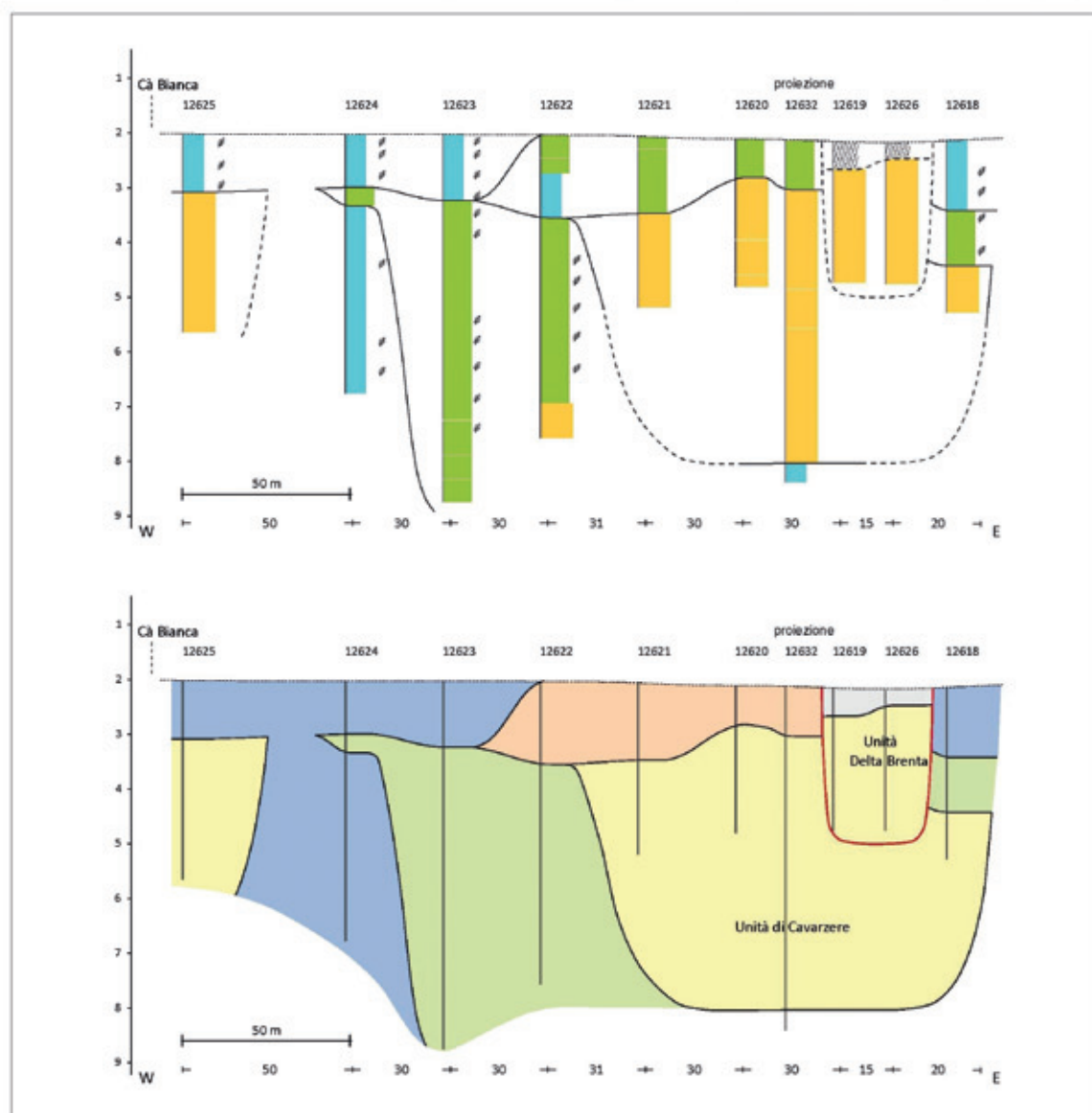
Coordinate sondaggio 12625:
1752958 - 5007216

Numero sondaggi: 12625 - 12624
- 12623 - 12622 - 12621 - 12620
- 12632 - 12619 - 12626 - 12618

Comune: Chioggia



ADIGE



GENESI, STRATIGRAFIA E DISTRIBUZIONE DEL CARANTO¹⁷

Paolo Mozzi - Università di Padova, Dipartimento di Geografia

Alla luce degli studi effettuati (MATTEOTTI, 1962; GATTO & PREVIATELLO, 1974; GATTO, 1980; 1984; MOZZI *et al.*, 2003), si può affermare che con il termine “caranto” nell’area lagunare veneziana si identifica un livello ubicato alla base dei depositi lagunari, posto al tetto della sottostante serie alluvionale. Questo intervallo, mediamente spesso 1-2 m, è costituito da limi argillosi e argille notevolmente compatti, con colorazioni screziate dall’ocra al grigio e comuni noduli carbonatici duri con diametro da pochi millimetri a 1-2 cm. La sua tipica sovraconsolidazione è da imputarsi alla pedogenesi (Figg. 8.16 e 8.17).

Il caranto ha caratteristiche del tutto analoghe a quelle dei suoli calcici presenti nella bassa pianura pleistocenica del Brenta, di cui costituisce la porzione ricoperta dai depositi lagunari. Il materiale parentale è, in ambedue i casi, dato dai depositi fini di esondazione del tratto distale del megafan di Bassano. Il tetto del caranto, con immersione complessiva verso SE, ha pendenze comprese mediamente tra 0,5 e 0,7‰, comparabili con quelle della pianura pleistocenica affiorante al margine della laguna.

I tempi disponibili per la formazione del caranto vanno dalla disattivazione del sistema fluviale, presumibilmente avvenuta tra 14.500 e 10.000 a ¹⁴C BP, e l’arrivo dell’ingressione marina. Quest’ultima avvenne precocemente (6000 - 5000 a ¹⁴C BP) nei settori litoranei, e solo successivamente in quelli più interni; anche le zone dell’alto morfologico pleistocenico, segnalato nel sottosuolo del Lido (Tosi, 1994), potrebbero essere state raggiunte tardivamente dalla trasgressione rispetto alle aree depresse circostanti. Il caranto è dunque un marker stratigrafico del limite Pleistocene-Olocene, ma la lacuna sedimentaria che rappresenta

copre ambiti temporali diversi a seconda delle località considerate.

Le interruzioni nell’estensione delle aree a caranto sono interpretabili in termini di variazioni delle caratteristiche geopedologiche del substrato alluvionale pleistocenico, su cui si è sviluppata la medesima fase pedogenetica. Non è necessario ipotizzare episodi di incassamento del reticolo fluviale e conseguente erosione localizzata del caranto per spiegare la sua discontinua distribuzione areale. Ovviamente, dove si fossero effettivamente verificati questi processi di incassamento l’erosione ha asportato l’eventuale orizzonte di caranto.

In ultimo, si ricorda che il vocabolo caranto non è di estrazione scientifica, e il suo utilizzo non si limita all’area lagunare. Infatti, si tratta di un termine tradizionale che, nelle campagne venete, indica suoli agrari di difficile arabilità, solitamente a causa di noduli e croste carbonatiche. Questo a volte può generare una certa confusione, essendo il termine caranto riferito a suoli o paleosuoli di età e origine anche molto diversa.

Infatti, in tutta la pianura veneto-friulana i suoli sviluppati sulla pianura LGM e ancora affioranti, o coperti dai sedimenti costieri e alluvionali durante l’Olocene, possiedono caratteristiche comparabili con quelle del caranto del sottosuolo della laguna di Venezia e, ormai, è divenuta prassi definire questi profili pedologici o i loro orizzonti carbonatici con il termine caranto. Agronomi, pedologi, ma anche geologi e archeologi, operanti nella pianura veneta spesso lo usano nelle loro relazioni, per indicare genericamente la presenza di orizzonti di accumulo dei carbonati e in vari casi anche per suoli meno sviluppati di quelli presenti al top della sequenza alluvionale LGM.



Fig. 8.16 - Il suolo sviluppato al tetto della sequenza alluvionale LGM (“caranto”) in affioramento lungo un fossato. Si può notare la presenza di orizzonti biancastri per accumulo di concrezioni calcaree e di origine pedogenetica.



Fig. 8.17 - Il suolo “caranto” sepolto da depositi post-LGM, osservato in carotaggio. L’orizzonte presenta molte screziature e piccole concrezioni di carbonato di calcio.

¹⁷ Tratto da: Mozzi P., 2004b - Il caranto nel sottosuolo della laguna di Venezia. In: BONDESAN A. & MENEGHEL M. (a cura di), Geomorfologia della provincia di Venezia, Esedra, Padova, 342-346.

LA CITTÀ DI ALTINO, ANTENATA DI VENEZIA

PAOLO MOZZI*, ALESSANDRO FONTANA*, ANDREA NINFO*, FRANCESCO FERRARESE*

Tra i siti archeologici più importanti della provincia vi è l'antica città di Altino, situata lungo il bordo della laguna di Venezia, poco a est dell'aeroporto Marco Polo. Altino è considerata l'antenata di Venezia in quanto era una comunità già fortemente connessa alla laguna e, a partire dal V secolo d.C., le invasioni barbariche spinsero la sua popolazione a cercare rifugio sulle isole, dando origine a una serie di abitati da cui, successivamente, si originò Venezia. E' da ricordare che, per la costruzione dei nuovi insediamenti, l'antica città venne sfruttata come una cava e i suoi edifici furono asportati fino alle fondamenta.

Frequentata già durante l'età del Bronzo, Altino presentava un assetto proto-urbano fin dall'età del Ferro e venne trasformata in una città pienamente romana nel I secolo a.C., quando divenne un *Municipium* (TIRELLI, 2011). La sua importanza era legata al porto lagunare, che faceva da connessione tra le rotte marittime e i percorsi stradali come la via Annia e la Claudia Augusta.

L'area di Altino era archeologicamente molto nota per i numerosi ritrovamenti effettuati durante le bonifiche agrarie del XX secolo e per l'importanza che le attribuivano le fonti storiche, tuttavia solo grazie a recenti indagini tramite tele-rilevamento è stato possibile riconoscere la pianta urbana e mappare con gran dettaglio la rete delle strade, dei canali, gli edifici pubblici e monumentali; fra questi ultimi sono stati individuati il foro, il teatro, l'odeon, la basilica, l'anfiteatro, il sistema di mura che cingevano l'abitato e le strutture portuali (NINFO *et al.*, 2009).

Le nuove scoperte sono state effettuate attraverso lo studio di immagini aeree condotto grazie al "Progetto via Annia", cui ha collaborato anche la Provincia di Venezia (VERONE-

SE, 2011). La gran parte delle informazioni è stata ricavata dall'analisi di una foto multispettrale scattata nel luglio del 2007, dopo una fase di acuta siccità che aveva reso evidenti le aree in cui nel primo sottosuolo erano presenti resti di muri o fondazioni. Infatti, in corrispondenza di queste strutture il terreno è formato da frammenti di laterizi e roccia su cui le coltivazioni erano avvizzite (Fig. 8.18). Di particolare interesse sono le tracce di due grandi canali che tagliavano la città e quelle riferibili a strutture portuali, ubicate al margine dell'attuale conterminazione lagunare.

L'area occupata dalla città antica corrisponde a una zona topograficamente rilevata, la cui morfologia non è spiegabile come un elemento naturale: al colmo sono raggiunte le quote massime di 3,5 m ed è particolarmente rilevata rispetto alla pianura circostante, posta tra 0,5 e -1 m slm.

Alcuni carotaggi recentemente effettuati dal Dipartimento di Geografia di Padova, con la collaborazione della Soprintendenza per i Beni archeologici e il sostegno della Regione Veneto, hanno verificato che il sottosuolo della città è costituito da una stratificazione archeologica che raggiunge uno spessore di 3-4 m e poggia sulla sottostante pianura alluvionale di età LGM, su cui è ancora parzialmente conservato il caratteristico paleosuolo tipo "caranto".

I primi insediamenti si impostarono quindi su di una superficie che si trovava circa alla quota dei terreni circostanti ma, tra la Protostoria e l'età tardoantica, la sovrapposizione di numerosi livelli di capanne, abitazioni ed edifici ha condotto al progressivo innalzamento della superficie.

* Università di Padova, Dipartimento di Geografia.

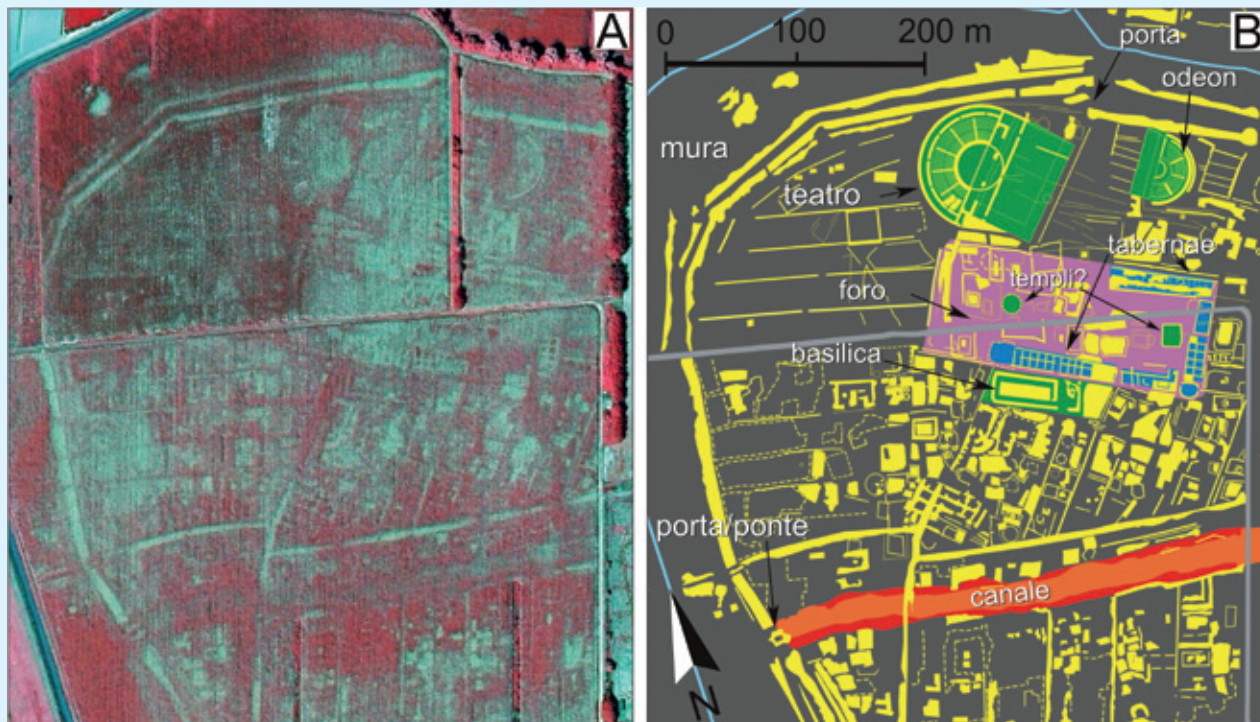


Fig. 8.18 - Confronto tra un'elaborazione a falsi colori (A) del settore nord-occidentale della città e l'interpretazione delle tracce evidenziate in essa (B). L'immagine è una composizione a falsi colori tra le bande infrarosso, rosso e verde (modificato da NINFO *et al.*, 2009).



Fig. 8.20 - Foto aerea obliqua dell'area di Ponte Canalat di Ceggia (Mozzi *et al.*, 2011).

di Padova, dalla Soprintendenza per i Beni Archeologici del Veneto e da quella del Friuli; ad esse ha collaborato anche la Provincia di Venezia.

In questa scheda vengono considerate le nuove informazioni geomorfologiche e paleoambientali emerse nel territorio veneziano da queste ricerche che, per questi aspetti, sono state realizzate dal Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova (NINFO *et al.*, 2009; 2011; FONTANA, 2009; MOZZI & NINFO, 2009; BONDESAN *et al.*, 2010; MOZZI *et al.*, 2011)

Il Dipartimento di Geografia di Padova ha curato l'analisi tramite telerilevamento di tutto il percorso stradale tra Adria e Aquileia e una serie di indagini geologiche e paleoambientali mirate alla ricostruzione dell'ambiente che era presente lungo la strada e della sua evoluzione nel tempo.

Come base di partenza sono state utilizzate le indagini precedentemente condotte per la realizzazione della Carta Geomorfologica della provincia, che avevano già ricostruito in grande dettaglio quasi tutto il tracciato dell'antica strada e verificato in parte le relazioni esistenti tra il manufatto, i siti archeologici e l'assetto paleoambientale (BONDESAN *et al.*, 2004b). Le nuove ricerche si sono così potute concentrare su obiettivi molto specifici, indirizzando le osservazioni in alcune zone che potevano garantire i migliori risultati.

Grazie alla collaborazione con l'Aeroclub di Padova, all'interno del progetto è stata effettuata una

campagna di voli aerei che ha consentito di scattare oltre 40.000 fotografie oblique lungo l'antico tracciato (Fig. 8.20) e di analizzare le foto zenitali precedentemente acquisite per altri scopi.

Questo lavoro di analisi tramite telerilevamento ha permesso di raccogliere risultati straordinari presso la città di Altino (vedi Scheda Altino in questo capitolo) e di scoprire numerose importanti tracce di strutture archeologiche in molte altre aree poste all'interno del territorio provinciale (MOZZI & NINFO, 2009; NINFO *et al.*, 2011).

I dati stratigrafici sono stati raccolti mediante l'esecuzione di sondaggi manuali e, quando possibile, con il rilievo di sezioni aperte in trincee esplorative oppure reperite in scavi occasionali (cantieri edili, profilatura di canali irrigui ecc.).

Dati i fondi disponibili, per poter svolgere attività in aree così diverse e distanti i carotaggi sono stati condotti a mano con sonda manuale di tipo Edelman per sedimenti fini, spinti fino a profondità massima di 9 m dal piano campagna. Quando ritenuto necessario al fine della ricostruzione dell'architettura deposizionale di dossi e paleoalvei, i sondaggi sono stati organizzati lungo transetti circa perpendicolari a tali elementi paleoidrografici; la spaziatura tra i singoli carotaggi varia da qualche decina a poche centinaia di metri, in funzione della situazione da indagare.

L'Annia attraversa tutto il territorio provinciale da

Stra fino al Tagliamento e, tra Adria e Padova, passa nella zona di Cavarzere; oltre al valore archeologico la strada ha un importantissimo ruolo stratigrafico in quanto rappresenta un elemento ben databile che può servire da riferimento *ante quem* o *post quem* rispetto ai depositi che si trovano al di sotto o al di sopra di essa. Un esempio chiarificatore è dato dal dosso fluviale presente lungo l'attuale direzione del Piave, che seppellisce l'antico tracciato viario e che possiamo quindi definire post-romano. La via è quindi una sorta di linea temporale che, in generale, individua ciò che è precedente al I-II secolo a.C. da ciò che può essere successivo al IV-V secolo d.C. Si deve comunque ricordare che il percorso di epoca romana in vari tratti ricalca quella che era una pista protostorica, in qualche caso già presente nel I millennio a.C. (BONDESAN *et al.*, 2004a); in altre zone la strada è poi rimasta in uso molto più a lungo e, talvolta, lo è ancora, come ad esempio lungo l'attuale via Orlanda in prossimità di Campalto o della S.S. 14 tra S. Stino di Livenza e Concordia.

Un altro importante significato geomorfologico della via Annia è dato dall'andamento del suo tracciato che, tra Marghera e Concordia, si snoda grossomodo lungo quello che all'epoca della sua costruzione era il limite tra le paludi d'acqua dolce e le lagune. Il caso più emblematico è rappresentato dall'area di Ca' Tron, situata in territorio trevigiano tra i fiumi Sile e Vallio, in cui il tracciato originario venne interessato dalla risalita lagunare nel I secolo a.C. e, quindi, per evitare l'ostacolo fu costruita una bretella che si staccava dal percorso originario passando alcune centinaia di metri più a monte e si ricongiungeva poco oltre alla strada vecchia (BONDESAN *et al.*, 2004a).

In alcune zone la strada attraversava delle aree palustri in cui i depositi superficiali erano molto organici e talvolta torbosi (Figg. 8.20 e 8.21), richiedendo quindi l'uso di tecniche costruttive adeguate - come fondazioni su pali e riporti di materiale - che dovevano contrastare la compattazione del terreno, limitando quindi la deformazione della carreggiata.

Nella foto obliqua (Fig. 8.20) si nota la traccia gialla della carreggiata, costruita con dei riporti di limi sabbiosi sopra il carotaggio effettuato poco a monte del ponte Canalat vicino a Ceggia; essa evidenzia inoltre le scadenti caratteristiche geotecniche del sottosuolo, dove vi sono oltre 6 m di depositi lagunari e palustri, molto organici.

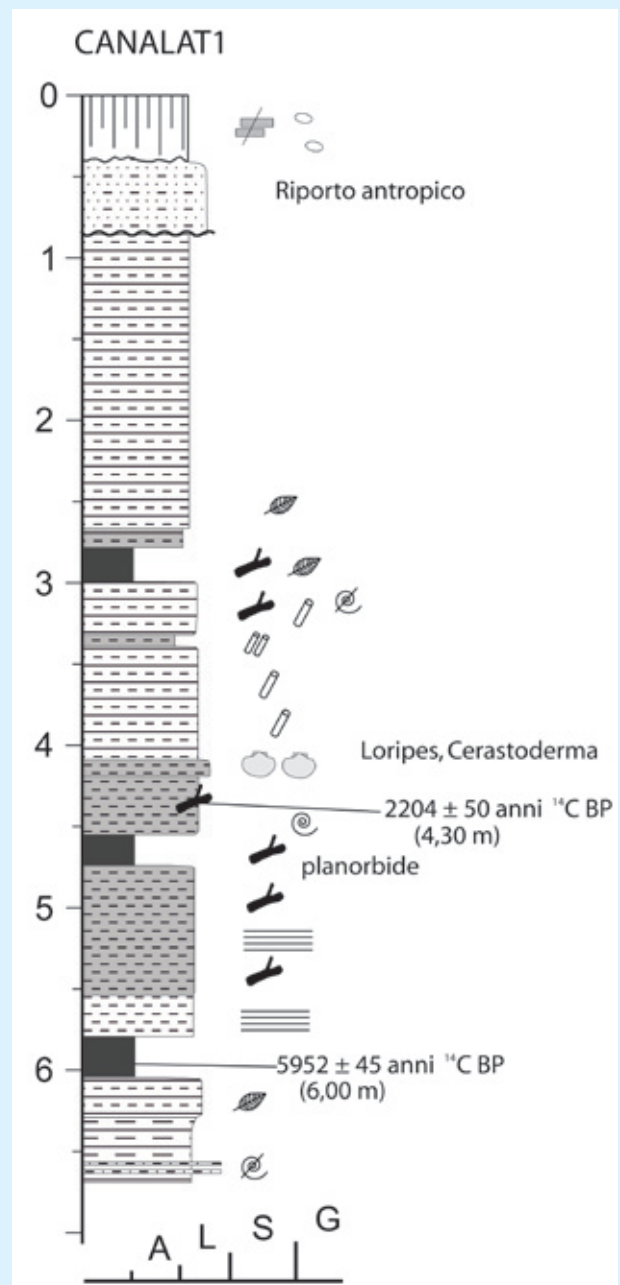


Fig. 8.21 - Log stratigrafico del carotaggio CANALAT1 (Mozzi *et al.*, 2011).