



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
SCIENZE GEOLOGICHE

**FOTOINTERPRETAZIONE E GESTIONE GIS DEI
DATI GEOMORFOLOGICI NELLA PIANURA
VENETA MERIDIONALE TRA POZZONOVO (PD)
E PETTORAZZA GRIMANI (RO)**

Relatore: Dott. Paolo Mozzi
Correlatore: Dott.ssa Silvia Piovan

Laureanda: Elena Longhin

ANNO ACCADEMICO 2009 / 2010

*Dedicato a chi mi vuole Bene
e a me che non ho mai mollato...*

INDICE

1.	Premessa	7
2.	Introduzione	9
3.	Inquadramento geografico	11
3.1.	Inquadramento generale	11
3.2.	Clima	12
3.3.	Idrografia	14
3.3.1.	Idrografia generale	14
3.3.2.	Adige	16
3.3.3.	Canale Gorzone	17
3.3.4.	Altri canali e scoli minori	18
3.3.5.	Bonifiche	18
4.	Inquadramento geologico	21
4.1.	Inquadramento generale	21
4.2.	Inquadramento stratigrafico - sedimentologico	23
5.	Inquadramento geomorfologico e pedologico	29
5.1.	Inquadramento generale	29
5.2.	Elementi di geomorfologia fluviale	32
5.3.	Sistemi idrografici e deposizionali	38
5.3.1.	Descrizione generale	38
5.3.2.	Sistemi dossivi del Po e dell'Adige	39
5.3.3.	Avulsioni e rotte fluviali	40
5.4.	Paleoclima	44
5.5.	Suoli	45

6.	Metodi di studio	49
6.1.	Acquisizione dei dati	49
6.2.	Carta Geomorfologica: costruzione del GIS	51
6.3.	Telerilevamento: analisi delle forme	54
6.3.1.	Metodologia	54
6.3.2.	Tracce antropiche	56
6.3.3.	Tracce naturali	57
7.	Risultati	59
7.1.	Dossi	59
7.2.	Paleoalvei e canali residuali	62
7.3.	Corpi di barra	63
7.4.	Ventagli di rotta	64
7.5.	Tracce antropiche	65
8.	Discussione dei risultati	69
8.1.	Dossi del Po in destra Adige attuale	70
8.2.	Dossi dell'Adige e del Po in sinistra Adige attuale	70
8.3.	Considerazioni sulle tracce antropiche antiche	73
9.	Conclusioni	75
10.	Bibliografia	81

1. Premessa

L'obiettivo di questa tesi è di interpretare e rappresentare su carta tramite fotointerpretazione i caratteri geomorfologici di una settore della Pianura Veneta meridionale, presso un tratto del corso dell'Adige e di gestire i dati ricavati tramite sistema GIS.

Numerosi studi nelle aree circostanti e limitrofe hanno evidenziato le caratteristiche morfologiche di questa zona che è sempre stata interessata da eventi alluvionali e di rotta avvenuti in epoca storica e recente.

In questa tesi si è cercato di osservare tutte le caratteristiche evidenti nelle foto aeree utilizzate e di confrontarle con i dati già presenti in letteratura, in modo da poter ottenere un quadro geomorfologico dell'area studiata il più dettagliato possibile.

Sulla base del quadro geomorfologico generale ottenuto, sono state suggerite alcune indagini di campagna e di laboratorio puntuali e approfondite. Lo scopo di questi approfondimenti è quello di reperire maggiori informazioni di tipo stratigrafico, sedimentologico e petrografico per ottenere, ad esempio, indicazioni sulle età delle forme e sul loro sistema fluviale di appartenenza. In questo modo si potrebbe specificare ed ampliare ulteriormente il quadro geomorfologico generale ottenuto mediante fotointerpretazione.

I risultati ottenuti in questa tesi confermano l'assetto geomorfologico precedentemente delineato in letteratura di cui quest'area di studio fa parte, ovvero, una pianura alluvionale solcata da una fitta rete di canali di rotta e di distribuzione per lo più di pertinenza atesina. Inoltre è stata confermata la presenza di antichi insediamenti antropici, riconosciuti grazie a numerose tracce di parcellizzazione agraria e ad alcune strade, tra le quali risulta molto evidente la Via Annia, di epoca romana.

2. Introduzione

Questo studio si propone di redigere una carta geomorfologica di un settore della Pianura Veneta Meridionale tramite la fotointerpretazione, l'utilizzo di un DEM (*Digital Elevation Model*) e di un sistema GIS per gestirne i dati ottenuti.

Caratteristica tipica della bassa pianura è la variazione altimetrica poco evidente che determina una morfologia piatta e uniforme, che non esalta le forme e le strutture geomorfologiche. Di conseguenza risulta difficile individuare affioramenti e, per ottenere delle sezioni stratigrafiche da studiare, occorre individuare zone di erosione attiva, scavi per lavori civili e trincee eseguite a mano o con mezzi d'opera. Inoltre, la forte antropizzazione agricola ha profondamente modificato la pianura, soprattutto negli ultimi secoli in seguito ad interventi di bonifica per il recupero delle aree palustri e malsane. Successivamente l'appiattimento del territorio è stato determinato dalle migliorie fondiare eseguite nel tempo al fine della pianificazione agricola ed urbanistica del territorio. Questi interventi consistono nello spianamento delle aree più rilevate e nel riempimento di quelle più depresse che determinano rimaneggiamento degli antichi sedimenti e la cancellazione delle antiche forme morfologiche.

Per questo motivo è sicuramente più efficace un rilevamento da foto aeree e DEM. Infatti con la fotointerpretazione è possibile ricavare informazioni dall'analisi delle immagini (tono o colore, forma, dimensione, ombra, tessitura, struttura e particolari associati), mentre il DEM evidenzia il microrilievo, esaltando le forme e le strutture geomorfologiche poco evidenti.

Una volta ottenuta una rappresentazione geomorfologica generale con i metodi sopra citati, uno studio di campagna permette di effettuare analisi mirate e localizzate, con l'obiettivo di fornire un quadro geomorfologico completo dell'area in esame.

Per produrre la carta geomorfologica dell'area tra Pozzonovo e Pettorazza Grimani, inizialmente è stato composto un fotomosaico tramite *screenshot* di immagini dal web. Successivamente questo fotomosaico è stato georeferenziato e

in una fase seguente si è passati alla digitalizzazione delle forme, con il supporto di *layer* informativi. In questo modo è stata prodotta una carta geomorfologica in ambiente GIS con il programma ArcGis versione 9.3 della ESRI e corredata da tabelle in cui compaiono gli attributi di ciascuna forma digitalizzata.

Lo studio si articola in una prima parte di inquadramento. L'inquadramento geografico descrive la geografia generale dell'area, il clima e l'idrografia. Successivamente viene descritto l'assetto geologico attuale, soffermandosi brevemente sulle strutture profonde, sulla stratigrafia e sulla sedimentologia della Pianura Veneta. Infine un ultimo inquadramento generale tratta gli aspetti geomorfologici e pedologici e sono descritte la geomorfologia fluviale, i sistemi idrografici e deposizionali, il paleoclima e i suoli.

La parte centrale della tesi descrive i metodi di studio, in particolare si sofferma sull'acquisizione dei dati, sulla realizzazione del GIS e sulle metodologie di telerilevamento utilizzate per distinguere e tracciare le forme e le strutture geomorfologiche.

Infine, nell'ultima parte della tesi vengono illustrati e discussi i risultati facendo considerazioni sulle relazioni tra forme e strutture geomorfologiche e sull'assetto geomorfologico ricavato dalle osservazioni rappresentate nella carta allegata.

3. Inquadramento geografico

3.1. Inquadramento generale

L'area di studio interessa una porzione della Pianura Veneta meridionale, localizzata, in senso longitudinale, tra le località di Pozzonovo (PD), e Pettorazza Grimani (RO). Più precisamente quest'area comprende, in provincia di Padova, i comuni di Pozzonovo, Bagnoli di Sopra, Agna, Anguillara Veneta, Boara Pisani e frazioni del comune di Tribano, i comuni di Pettorazza Grimani, S. Martino di Venezze ed alcune frazioni di Rovigo appartenenti all'omonima provincia e alcune frazioni del comune di Cona, in provincia di Venezia (Fig. 3.1).

Queste località sono rappresentate nella cartografia CTR 1:10.000 nei fogli 168020, 168030, 168040, 168060, 168070, 168080, 168100 e 169010, 169050.

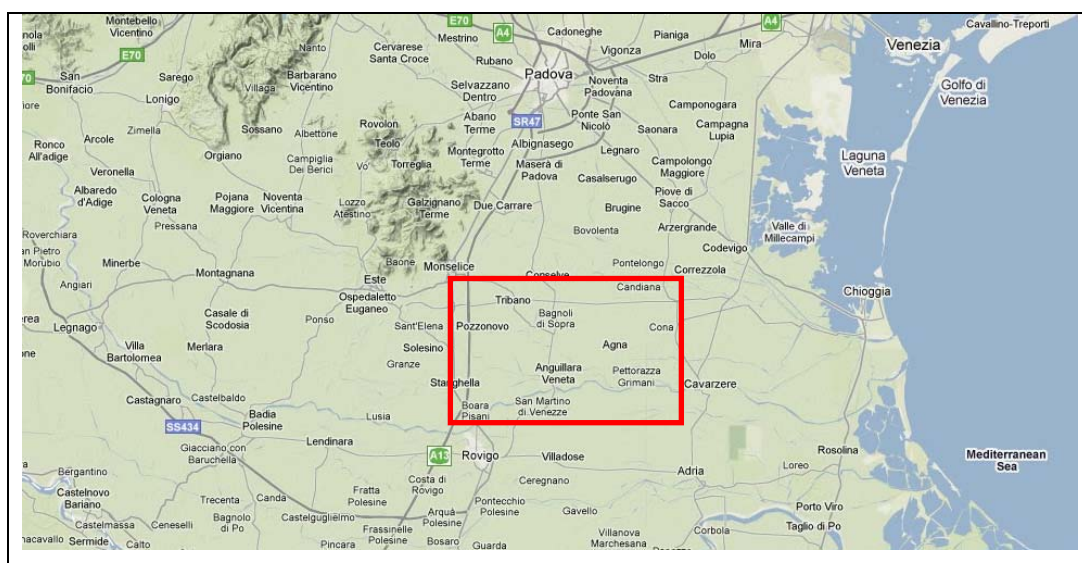


Fig.3.1 – Area di studio (da Google Maps).

Quest'area così delimitata, fa parte di un preciso settore della Pianura Padana, indicata in letteratura (Marcolongo & Zaffanella, 1987) come Pianura Veneta Atesino-Padana che successivamente verrà descritta dal punto di vista geomorfologico. Questa è delimitata a meridione dall'attuale corso del fiume Po, ad occidente si interdigita con la pianura originata dai sedimenti dell'ampia

conoide fluvioglaciale gardesana, a settentrione è limitata dai rilievi prealpini lessinei, da quelli collinari berici ed euganei, mentre ad oriente è limitata dal Mare Adriatico.

3.2. Clima

La regione del Veneto presenta delle caratteristiche climatiche proprie, dovute alla sua particolare posizione geografica ed è influenzata dall'azione mitigatrice del Mare Adriatico, dalla presenza della catena alpina e dalla continentalità dell'area centro-europea.

Si possono individuare almeno due zone climatiche principali caratteristiche: quella alpina con clima montano di tipo centro-europeo e quella della pianura padano veneta di tipo continentale. Un'ulteriore suddivisione del clima di pianura prevede anche altre due sub-regioni a clima più mite, una attorno al lago di Garda e una tipica della fascia litoranea costiera (ARPAV, 2005). Per quanto riguarda la Pianura Veneta, secondo la classificazione dei climi di Köppen-Geiger, è di tipo *Cfa*, definito come clima temperato piovoso con estati molto calde ed afose (Strahler, 1984) ed inverni rigidi. Queste condizioni sono dovute all'alto grado di umidità, che in inverno dà origine alle tipiche nebbie. Per quanto riguarda le temperature, queste in generale aumentano da nord verso sud, procedendo dalle Alpi verso la pianura.

Le temperature medie annue variano, in ambiente montano, da 0°C nelle quote più alte fino a 7°C nella zona prealpina, mentre in pianura variano da 12°C a 13°C (ARPAV, 2005).

Le precipitazioni (*Fig. 3.2*) presentano valori elevati in corrispondenza dei rilievi prealpini e tendono a diminuire nella fascia alpina e nella zona di alta pianura, con valori minimi nella bassa pianura; le zone più piovose presentano valori massimi di 2000 mm/anno, mentre per quelle meno piovose, di pianura, si rilevano valori tra 1200 e 600 mm/anno (ARPAV, 2005).

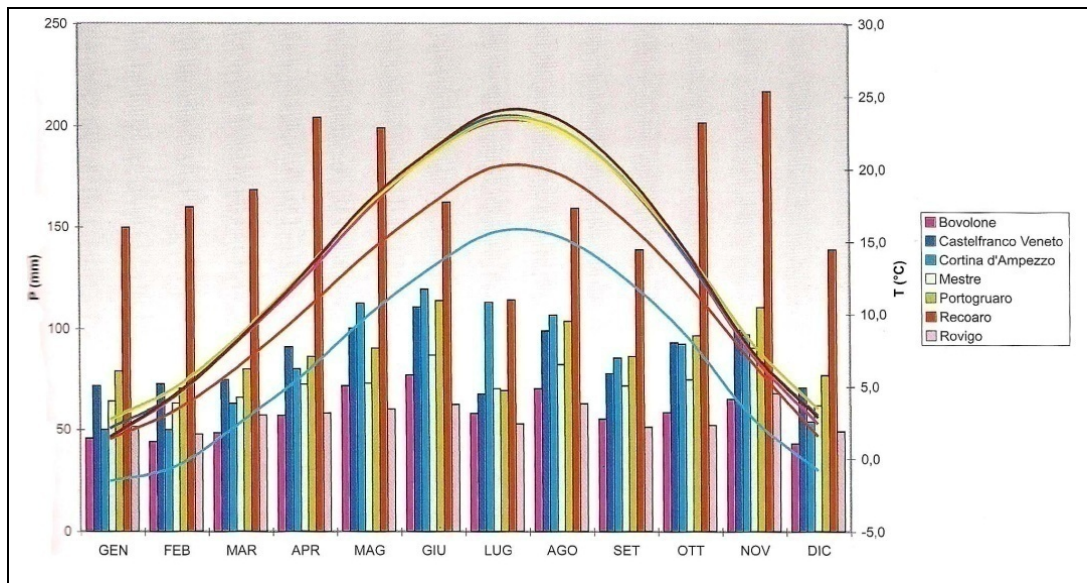


Fig. 3.2 – Andamento annuale della piovosità e della temperatura (ARPAV, 2005).

Una suddivisione climatica è stata elaborata nell'ambito del progetto “*Carta dei suoli della regione Veneto*” (ARPAV, 2005), in cui si distinguono nella regione ben quattro zone climatiche in base al diverso indice di umidità globale, all'evapotraspirazione potenziale, alla variazione stagionale dell'umidità in funzione degli indici di aridità e umidità, e infine alla concentrazione estiva dell'efficienza termica (rapporto percentuale tra evapotraspirazione dei mesi estivi e quella totale annua).

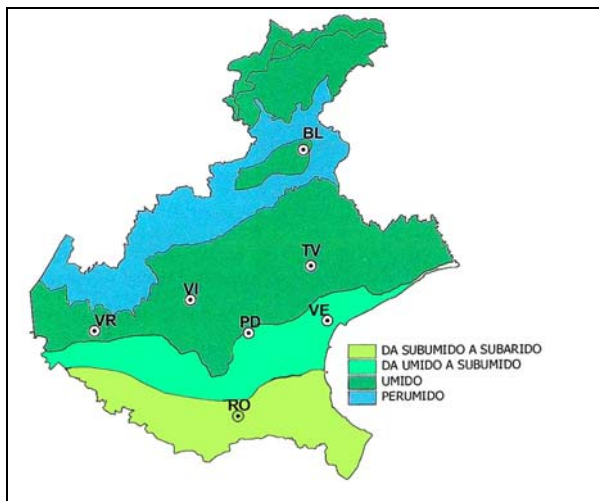


Fig. 3.3 – Tipo climatico del Veneto, classificazione secondo Thornthwaite (ARPAV, 2005).

È stato così elaborato un “tipo climatico” secondo il modello *Thornthwaite* (1931), che individua, in particolare, un clima da umido a subumido nella pianura veneta centro-meridionale ed un clima da subumido a subarido nel settore meridionale della bassa pianura veneta in corrispondenza della provincia di Rovigo (Fig. 3.3).

Sempre nella “*Carta dei Suoli della Regione Veneto*” viene sottolineato come queste peculiarità climatiche

influenzano importanti parametri pedologici. Infatti, è stato valutato il bilancio idrico dei suoli, che mostra una deficienza idrica assente o ridotta nei suoli dei climi umidi e perumidi e un'eccedenza idrica annua nulla nei suoli delle aree a clima da subumido a subarido.

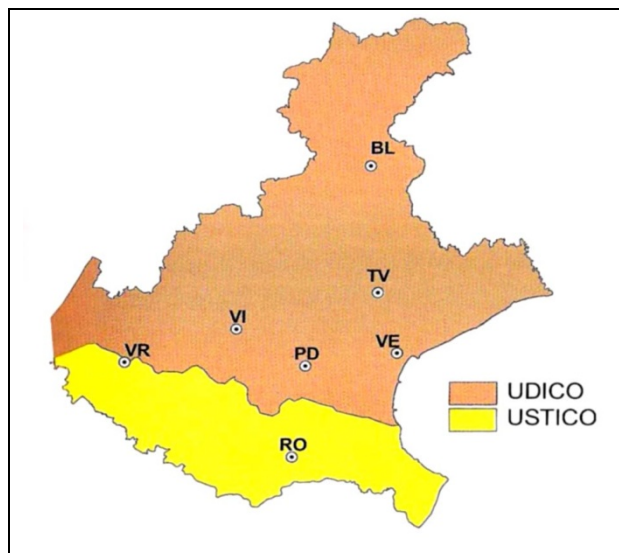


Fig. 3.4 – Regime idrico dei suoli del Veneto (ARPAV, 2005).

Di conseguenza è stato determinato anche il regime di umidità dei suoli (Fig. 3.4), secondo il sistema americano di classificazione dei suoli, che risulta essere udico nella maggior parte della regione (quindi un regime tipico delle zone a clima umido), dove il suolo è raramente secco poiché le precipitazioni sono maggiori dell'evapotraspirazione in ogni mese dell'anno, e ustico nella

parte più meridionale della regione (quindi con umidità generalmente limitata, presente per lo più nel periodo di crescita delle piante) (ARPAV, 2005).

3.3. Idrografia

3.3.1. Idrografia generale

La Pianura Veneta è una pianura alluvionale, formata dai sedimenti depositati dai principali fiumi che, giungendo dalle aree montuose, la attraversano per dirigersi e sfociare nell'Adriatico con un andamento generale da ONO verso ESE: il Po, l'Adige, il Bacchiglione, il Brenta ed il Piave (Fig. 3.5).

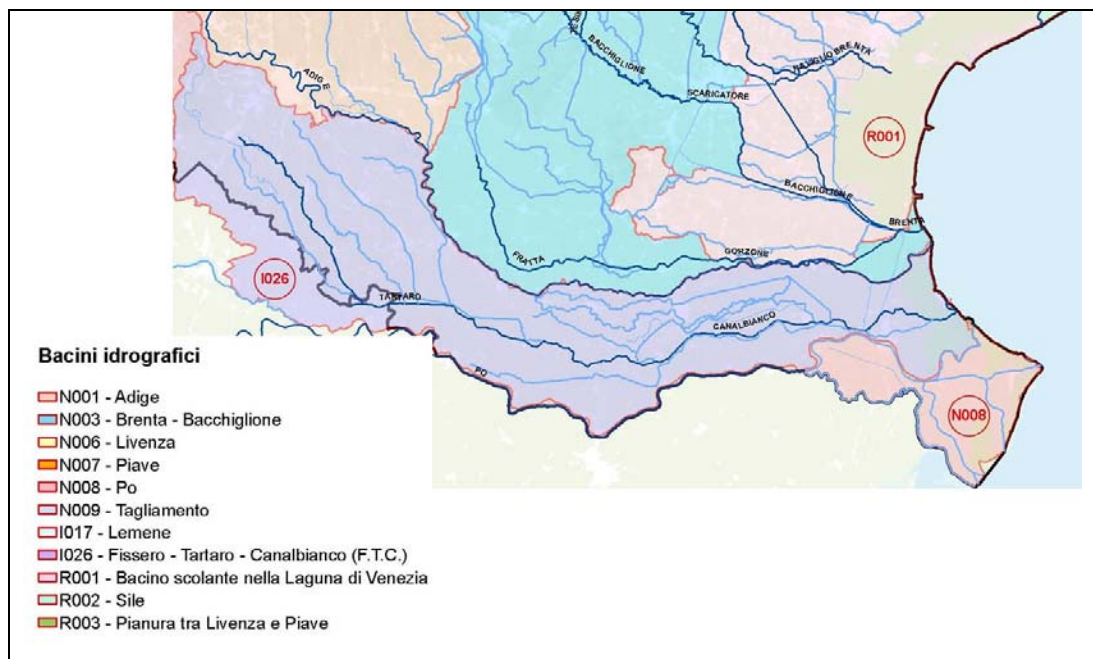


Fig. 3.5 – Idrografia della bassa Pianura Veneta e suddivisione dei bacini idrografici (www.arpa.veneto.it/acqua).

Esiste inoltre un fitto reticolo idrografico (Fig. 3.6) costituito da una rete di corsi d'acqua minori di origine prealpina e di risorgiva, questi ultimi alimentati direttamente dalla falda freatica che viene a giorno in corrispondenza della fascia delle risorgive. La fascia delle risorgive corre parallela al margine alpino-pedemontano, ad una distanza di circa 15-20 km, in corrispondenza del passaggio tra alta e bassa pianura, definite secondo criteri sedimentologici e geomorfologici, di cui si parlerà più avanti.

Gran parte dell'idrografia artificiale, per lo più localizzata nella parte sud-orientale della regione, è dovuta alle numerose attività di bonifica attuate negli ultimi secoli, per trasformare zone paludose in zone adatte alle attività antropiche e quindi per un uso del suolo più consono alle esigenze dell'uomo.

Nella zona di studio, i corsi d'acqua principali sono rappresentati dall'Adige e dal Canale Gorziane. Vi è poi una serie di canali e scoli di bonifica secondari, tra cui lo scolo Sabbadina, il Canale Fossa Monselesana, il Canale Vitella ed il Canale Sorgaglia.

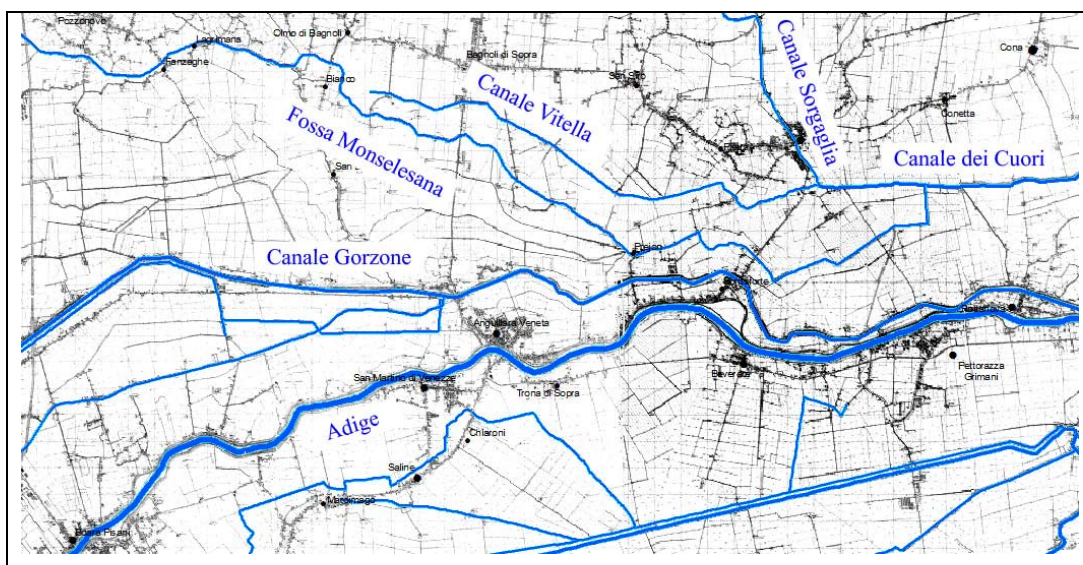


Fig.3.6 – Idrografia dell’area di studio.

3.3.2. Adige

L’Adige è per lunghezza, con i suoi 410 km circa, il secondo fiume italiano dopo il Po, il terzo per ampiezza di bacino, che ha un’estensione areale di circa 12100 km² (Bondesan & Meneghel, 2004; http://www.bacino-adige.it/info_bacino). Dopo il Po e il Tevere, l’Adige è il quarto per portata media annua alla foce, con un valore di circa 220 m³/s (Bondesan & Meneghel, 2004; <http://it.wikipedia.org/wiki/Adige>). La sorgente è costituita da una complessa rete idrografica localizzata sulle Alpi Venoste, ma tradizionalmente viene posta a Passo Resia, alla quota di 1550 m s.l.m. Il suo corso attraversa numerose città del Trentino Alto Adige e del Veneto, lungo una valle che assume vari nomi: Val Venosta tra la sorgente e Merano, Val d’Adige tra Merano e Rovereto, Vallagarina tra Rovereto e Verona e Val Padana tra Verona e la foce.

Quindi, il fiume attraversa contesti geologici e geomorfologici diversi, quali la Piattaforma Porfirica Atesina, nel suo percorso iniziale dove trova la confluenza con l’Isarco a sud di Bolzano, proseguendo successivamente lungo una valle glaciale attraverso le serie Triassico-Giurassiche carbonatiche del Sudalpino, per poi giungere in pianura a monte di Verona, attraversando i cordoni morenici e i depositi fluvio-glaciali di Rivoli Veronese e proseguire verso la foce subito a nord del delta del Po. In particolare, prima di entrare in Veneto, l’Adige corre incassato

nella Val Lagarina, tra le pendici del monte Baldo ad ovest e ad est dai fianchi occidentali dei monti Lessini. Presso Bussolego il fiume entra in pianura, con un percorso ad ampi meandri, giungendo così alla città di Verona. Prosegue verso SE disegnando ampie anse, sino a valle di Badia Polesine, dove assume un decorso ovest-est sub parallelo al tratto finale del Po (ARPAV, 2005). Il fiume sfocia in mare con una struttura ad estuario a Porto Fossone, poco a sud della foce del Brenta.

L'Adige è stato oggetto di un programma di bonifica e di risanamento territoriale, a partire dal XVI secolo. Questo prevedeva la costruzione di importanti arginature e opere di rettifica, per contrastare e risolvere le disastrose conseguenze di piene, rotte ed avulsioni che si verificavano periodicamente. Un sistema di bonifica fu infatti la costruzione del sistema di canali artificiali, entro i quali far defluire le acque durante gli eventi di piena.

3.3.3. Canale Gorzone

Il Gorzone è un canale artificiale della lunghezza di circa 70 km che attraversa le provincie di Padova e Venezia e che attraversa l'area di studio da ovest ad est. I Padovani scavarono questo canale, iniziando i lavori nel 1557 che terminarono solo nel 1572 ([http://it.wikipedia.org/wiki/Gorzone_\(canale\)](http://it.wikipedia.org/wiki/Gorzone_(canale))).

Questo canale è in realtà la prosecuzione di due aste fluviali principali, che appartengono al sistema idrografico dell' Agno – Guà – Fratta – Gorzone. Le due aste principali, aventi direzione N-S, sono denominate “Agno – Guà – Frassine - S.Caterina” e “Roggia grande – Rio Acquetta – Rio Togna – Fratta”, e si uniscono presso la località di Vescovana, dando così origine al Canale Gorzone. Prosegue poi verso E, sub-parallelo e adiacente all'Adige nei pressi di Pettorazza Grimani sino a Cavarzere, per immettersi infine nel Brenta nel suo tratto finale (Miliani, 1939), nei pressi di Chioggia, dopo aver ricevuto le acque di vari scoli di bonifica della pianura vicentina, padovana e veneziana.

3.3.4. Altri canali e scoli minori

Oltre all'idrografia precedentemente citata, esiste anche una fitta rete di canali e scoli minori utilizzati a scopo di bonifica e di irrigazione.

Il canale Fossa Monselesana percorre circa in senso trasversale l'area di studio da Pozzonovo sino a congiungersi a SE di Agna al Canale dei Cuori. Quest'ultimo costituisce un altro importante corso di bonifica che attraversa trasversalmente il territorio sud del Bacino Scolante. Esso drena, unitamente alla fossa Monselesana, un'ampia superficie di territorio raccogliendo, attraverso apparati idrovori, il contributo di undici bacini prevalentemente di tipo agrario (ARPAV, 2006).

Altri canali minori sono il Canale Vitella, che scorre sub parallelo alla Fossa Monselesana appena a nord di questa e che si ricongiunge anch'esso al Canale dei Cuori, e il Canale Sorgaglia, che attraversa l'abitato di Agna in direzione N-S.

3.3.5. Bonifiche

Attraverso le bonifiche, molte aree umide e zone palustri sono scomparse nella regione: in particolare, si hanno estesi territori bonificati a sud della fascia delle risorgive, ai piedi dei Colli Berici e dei Colli Euganei, tra i dossi della Bassa Padovana e del Polesine ed alle spalle della Laguna di Chioggia (ARPAV, 2005).

L'area di bonifica della Bassa Padovana si estende da ovest verso est a nord del fiume Adige. Questa zona paludosa è stata bonificata in tempi moderni con ingenti opere idrauliche. Tutto il territorio è caratterizzato dalla presenza di fosse, chiaviche, scoli e fossati funzionali allo smaltimento delle acque che tenderebbero a ristagnare per la bassa pendenza del suolo (http://www.bassapadovana.it/portale/contenuto.aspx?id_menu=25).

Un'altra zona particolare in quanto risultato di opere di bonifica dell'uomo nel corso dei secoli è quella del Polesine. La bonifica del territorio iniziò per facilitare lo scolo naturale delle acque, difficoltoso a causa della loro estensione e della poca pendenza del terreno. I primi interventi risalgono ai Romani, i quali costruirono acquedotti, canali per il prosciugamento e fognature, opere già iniziate dagli Etruschi, ma soprattutto il più massiccio intervento idraulico fu la

centuriazione del territorio da coltivare. Con la caduta dell'Impero Romano d'Occidente nel 476 d.C. le opere vennero abbandonate e il territorio tornò ad una situazione di impaludamento. In epoca medievale, dopo la cosiddetta "Rotta della Cucca" che secondo un falso storico avrebbe spostato il corso dell'Adige dal percorso di Montagnana - Este verso quello odierno, iniziò l'intervento dei Benedettini. Con gli Estensi nacquero i primi consorzi di bonifica, che derivano da libere associazioni di proprietari sorte nel 1100 circa, il cui scopo era difendere le terre dall'invasione delle acque, conseguenza di continui tagli di argini praticati nelle lotte tra le nobili famiglie. Nel 1501 la Serenissima istituì il Magistrato delle Acque per far fronte alla gestione amministrativa, giurisdizionale e idraulica del territorio.

In epoche successive vennero effettuate numerose opere di bonifica, che migliorarono i terreni rendendoli adatti a numerosi tipi di coltivazioni tra cui mais, canapa, granturco, farro e riso. Dopo il 1850 venne attuata la bonifica idraulico-igenica, per contrastare il dissesto idraulico dei fiumi, causato dalle frequenti alluvioni, dall'inadeguatezza degli scoli e dalla presenza di zone acquitrinose e malariche. L'avvento della macchina a vapore introdusse in Italia nel 1872 gli impianti idrovori, che agevolarono e velocizzarono il prosciugamento di terre basse, rendendole coltivabili, determinando molti cambiamenti dell'ambiente agricolo.

Nel 1882 venne introdotta la *Legge Baccarini*, secondo la quale il governo offriva sostegno economico ad opere di bonifica, per un miglioramento delle condizioni igienico-sanitarie. Successivamente furono realizzate numerose opere di bonifica per migliorare la produttività agricola e le condizioni di vita, sino ad arrivare all'attuale configurazione del territorio, costituito da elementi caratteristici, come la strutturazione geometrica dei campi e i canali di bonifica (<http://www.bonifica-uvb.it/Upload/storiadeiconsorzi.pdf>; <http://www.rovigobox.it>).

Nel 1928 venne introdotta la legge di bonifica integrale, detta anche *Legge Mussolini* (legge del 24 dicembre 1928, n.3134), con la quale si diede risposta alla necessità di bonificare numerose aree in tutto il territorio italiano. Questo testo,

emanato come Regio decreto 13 febbraio 1933, n. 215, dispone nell'articolo 1 gli scopi delle bonifiche e la loro attuazione: *«Alla bonifica integrale si provvede per scopi di pubblico interesse, mediante opere di bonifica e di miglioramento fondiario. Le opere di bonifica sono quelle che si compiono in base ad un piano generale di lavori e di attività coordinate, con rilevanti vantaggi igienici, demografici, economici o sociali, in comprensori in cui cadano laghi, stagni, paludi e terre paludose, o costituiti da terreni montani dissestati nei riguardi idrogeologici e forestali, ovvero da terreni, estensivamente utilizzati per gravi cause d'ordine fisico e sociale, e suscettibili, rimosse queste, di una radicale trasformazione dell'ordinamento produttivo. Le opere di miglioramento fondiario sono quelle che si compiono a vantaggio di uno o più fondi, indipendentemente da un piano generale di bonifica.»* Nello stesso decreto vengono anche istituiti i consorzi di bonifica e i consorzi di miglioramento fondiario, iniziando così una modificazione del territorio mediante opere pubbliche e private (http://it.wikipedia.org/wiki/Bonifica_integrale).

4. Inquadramento geologico

4.1. Inquadramento generale

L'area Alpina-Mediterranea è una zona mobile che è stata più volte rielaborata da ricorrenti processi geodinamici (Dal Piaz *et al.*, 2003); costituisce infatti il confine collisionale tra le placche Africana ed Euroasiatica. Il mare Adriatico e i rilievi circostanti rappresentano ciò che rimane della microplacca Adriatica, inserita tra Europa e Africa, e costituisce l'avampoaese dei sistemi di sovrascorrimento Alpino, Dinarico e Appenninico. Qui si colloca l'area della Pianura Veneta, delimitata a sud da falde Appenniniche nord-est vergenti, ora sepolte nella pianura del Po, e a nord dal fronte meridionale delle falde sud-sud-est vergenti delle Alpi Meridionali (Fig. 4.1 – Fig. 4.2).

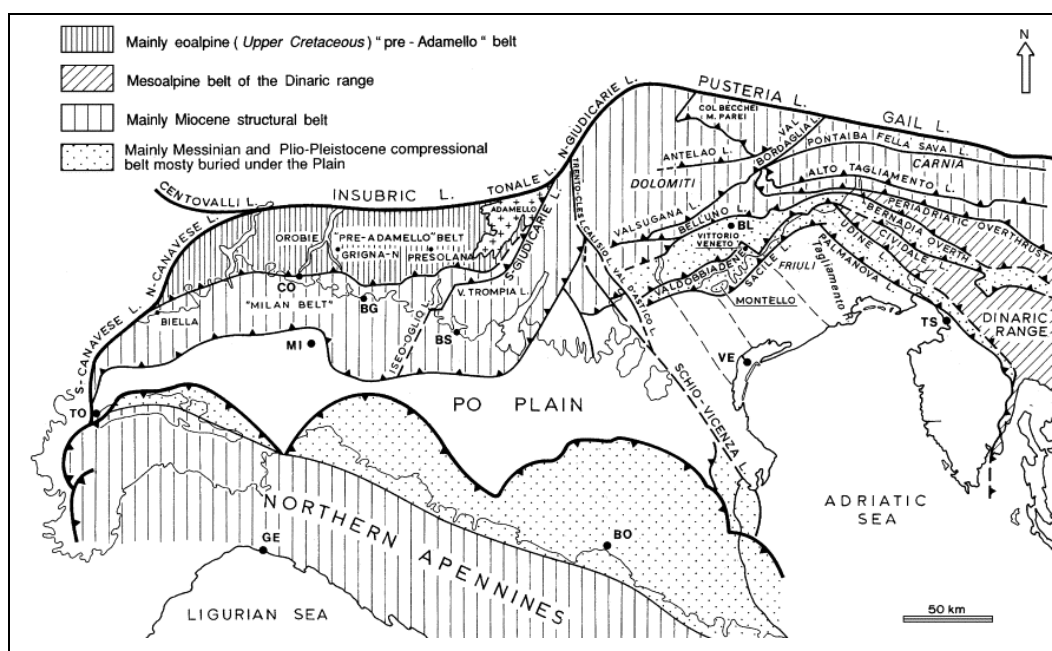


Fig. 4.1 – Carta strutturale semplificata delle falde del Sud Alpino e degli Appennini settentrionali (Castellarin *et al.*, 2005).

La lenta attività orogenica, in particolare la terza fase iniziata nel Pliocene dell'orogenesi Alpina, nell'area montuosa, è stata parzialmente bilanciata dai processi erosivi. I detriti trasportati dai corsi d'acqua hanno gradualmente colmato per spessori di alcuni km, con valori massimi oltre 4000 m, il bacino subsidente

localizzato tra gli Appennini e le Alpi Meridionali, dando origine alla Pianura Padana (Kent *et al.*, 2002) .

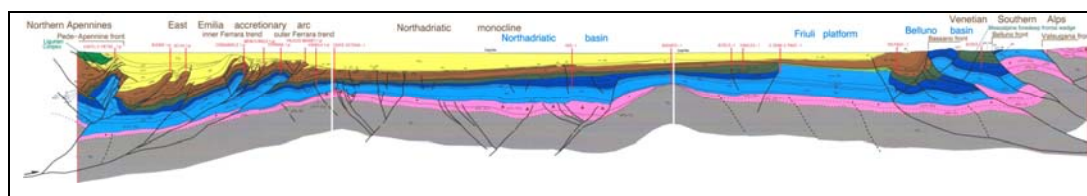


Fig. 4.2 – Sezione strutturale S-N della Pianura Padana (Fantoni & Franciosi, 2010).

Buona parte dell'evoluzione strutturale, in particolare di quella legata all'orogenesi Alpina nella regione del Veneto, è stata condizionata dagli alti e bassi strutturali giurassici, orientati circa NNE-SSO. La piattaforma di Trento e il bacino bellunese sono, insieme a bacino Lombardo e alla piattaforma Friulana, il risultato della frammentazione dell'area, parte di un settore interno del margine continentale passivo, riflesso di eventi tettonici a scala globale, quali il rifting della Tetide, l'apertura dell'oceano Atlantico e la continua lacerazione della Pangea (Servizio Geologico Nazionale, 1990).

Durante il Mesozoico l'area dell'attuale Pianura Padana costituisce l'avampese comune per le catene in formazione delle Alpi Meridionali e dell'Appennino settentrionale, con ad est il fronte delle Dinaridi esterne e a ovest le linea Schio-Vicenza (Bassan & Vitturi, 2003).

Tra il Cretaceo superiore ed il Terziario inferiore, nel bacino Veneto, si ha la deposizione di flysch, come risultato della prima fase tettonica dell'orogenesi Alpina (Massari *et al.*, 1986). Dal Paleocene al Miocene, il bacino Veneto costituisce l'avanfossa della Catena Dinarica, sviluppatasi durante il secondo ciclo deformativo neoalpino, che con le sue propaggini sudovest vergenti delimita ad est la pianura stessa (Massari, 1990). Dall'Oligocene, il bacino padano si evolve in avanfossa per il Sudalpino e poi, nel Messiniano, (Miocene superiore) per l'Appennino.

L'esistenza della Pianura Veneta è ancora riconducibile ad eventi tettonici verificatisi durante il Quaternario, infatti l'ingente accumulo di depositi alluvionali e costieri è dovuto alla predominanza della subsidenza, rispetto al

sollevamento, che crea spazio di accomodamento e il cui abbassamento relativo funge da richiamo del reticolo idrografico (Zanferrari *et al.*, 1982). L'andamento del limite tra aree collinari e pianura è riconducibile alla presenza di elementi tettonici, quali la Linea di Aviano, faglia affiorante al piede dei colli di Asolo, del Montello e di Conegliano, e la faglia Schio-Vicenza, che costituisce il limite orientale dei Lessini (ARPAV, 2005). Per quanto riguarda la faglia Schio-Vicenza, essa viene riconosciuta verso sud fino alla zona di Conselve (Padova), ma alcuni autori la prolungano fino quasi all'area del delta padano (Slejko *et al.*, 1987), passando attraverso l'area di Pettorazza Grimani (Rovigo), compresa nell'area di studio, dove è presente un'importante paleomeandro del fiume Adige.

L'area oggetto di questo studio, dal punto di vista strutturale, si colloca dunque tra la monoclinale pedealpina e la parte più settentrionale della monoclinale adriatica (Pieri & Groppi, 1981), il cui confine è segnato dalla faglia trascorrente Schio-Vicenza (Zanferrari *et al.*, 1982).

4.2. Inquadramento stratigrafico – sedimentologico

Nella fascia di pianura, dove è collocata l'area di studio, hanno avuto importanza determinante i principali fiumi che l'attraversano, quali l'Adige e il Po. Questi, cambiando nel tempo il loro percorso di pianura, hanno depositato le loro alluvioni su aree molto estese, in tempi e su zone diverse. In queste alluvioni si riscontrano delle intercalazioni generalmente a granulometria grossolana in depositi fini limoso-argillosi, i quali costituiscono completamente le alluvioni nella parte bassa della pianura. Queste intercalazioni indicano il periodico verificarsi di trasgressioni e regressioni marine, episodi lacustri e palustri, tra gli eventi alluvionali (Dal Prà *et al.*, 2000). Questa configurazione stratigrafico-sedimentologica è il risultato dell'evoluzione Quaternaria della Pianura Padano-Veneta, principalmente in funzione delle variazioni eustatiche e del clima.

All'inizio del Pleistocene emergevano l'orogeno alpino e quello appenninico nella regione adriatica, nella quale si estendeva un vasto dominio marino, risultato della trasgressione marina verificatasi in una fase precedente, all'inizio del Pliocene (*Fig. 4.3*).

Quella che ora è la Pianura Veneta risultava completamente sommersa, occupando tra le due catene citate una estesa depressione, nella quale il mare Adriatico creava un profondo Golfo, dove confluivano gli apporti detritici della degradazione dei rilievi emersi (Bassan & Vitturi, 2003; Carbognin & Tosi, 2003).

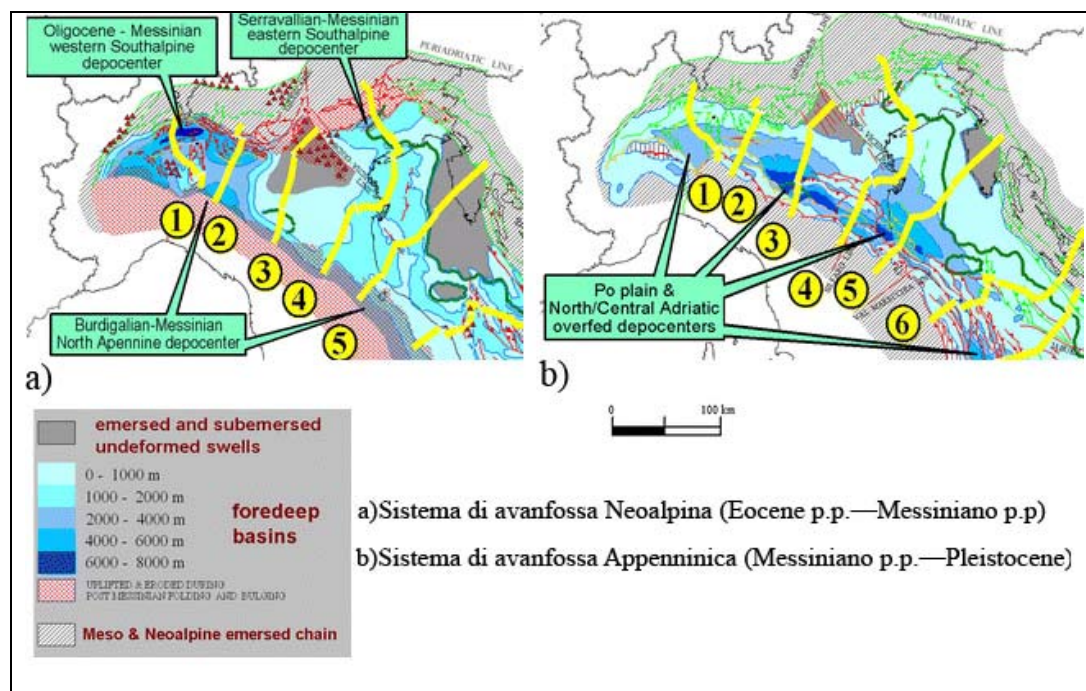


Fig.4.3 – Rappresentazione schematica dell'area adriatica (Fantoni & Franciosi, 2010).

Nelle aree strutturalmente più depresse si ebbe un accumulo maggiore di sedimenti, per cui si instaurò un processo di costipamento più rapido dovuto al maggior carico litostatico: si verificò di conseguenza una subsidenza differenziale, che determinò spessori elevati di sedimenti e accentuò le forme strutturali già esistenti (Carbognin & Tosi, 2003).

Considerando la tipologia dei sedimenti, la serie quaternaria risulta piuttosto monotona, ma non dal punto di vista paleoambientale, dato che la sua articolazione è in relazione alla varie fasi glaciali e interglaciali succedutesi, che hanno indotto importanti variazioni eustatiche, con conseguente alternanza di regressioni e trasgressioni marine (Carbognin & Tosi, 2003).

I sedimenti quaternari marcano il passaggio Pliocene-Pleistocene (ben descritto dall'analisi del sondaggio VE 1 CNR) poggiando su una superficie di discontinuità, al top della successione di piattaforma marina e litoranea del Pliocene, con sedimenti fini di piattaforma alternati a livelli di sapropel. In una fase successiva, che indica la transizione tra Pleistocene inferiore e medio, le condizioni bacinali sono di tipo emipelagico, con importanti apporti di sedimento terrigeno depositato durante eventi torbiditici. Progressivamente si passa a condizioni di mare basso, con i primi sedimenti di piana alluvionale, alternate a condizioni marine, litoranee, lagunari e alluvionali, secondo cicli trasgressivo-regressivi (Kent *et al.*, 2002; Massari *et al.*, 2004).

L'ultimo periodo interglaciale è caratterizzato da un'importante ingressione marina, e da un clima caldo, che permise lo sviluppo nella Pianura Padana di una foresta termofila (Amorosi *et al.*, 2004).

Alla fine dell'ultimo massimo glaciale (LGM), circa 20.000 anni BP, il livello del mare era circa 100-130 metri più basso dell'attuale e la linea di costa si trovava circa 300 chilometri più a sud rispetto ad oggi (*Fig. 4.4*). Questo assetto era il risultato dell'ultima fase di stazionamento basso (*lowstand*) del livello relativo del mare, causata dall'abbassamento glacio-eustatico dell'ultimo massimo glaciale, caratterizzato dalla presenza di grandi masse glaciali continentali ed un clima freddo e semi-arido. Tutto il bacino alto adriatico risultava emerso, formando una vasta pianura, detta paleopianura altoadriatica wurmiana (Carbognin & Tosi, 2003), dove la rete idrografica, molto più ricca e con portate molto più abbondanti rispetto alle attuali, era alimentata dai grandi ghiacciai alpini (Castiglioni, 2001).

L'area era quindi interessata da apporti solidi di origine fluviale, conseguenza di esondazioni e rotte, che formarono depositi sabbiosi, principalmente di forma lentiforme, passanti lateralmente ad argille limose e a limi torbosi, intercalati verticalmente a livelli più continui di torbe, argille e limi (Bassan & Vitturi, 2003).

Il passaggio alla successione olocenica, dalla sottostante sequenza alluvionale dell'LGM, è definita da una superficie di discordanza, rappresentata

in particolare nella Pianura Veneto- Friulana dal paleosuolo calcico “caranto” (Mozzi *et al.*, 2003). Tale assenza di dati cronostratigrafici, per un periodo tra 14.500 e 8000 BP, sarebbe spiegabile con uno *hiatus* sedimentario, imputabile a scarsità di apporto sedimentario nel sistema fluviale (Fontana *et al.*, 2008).

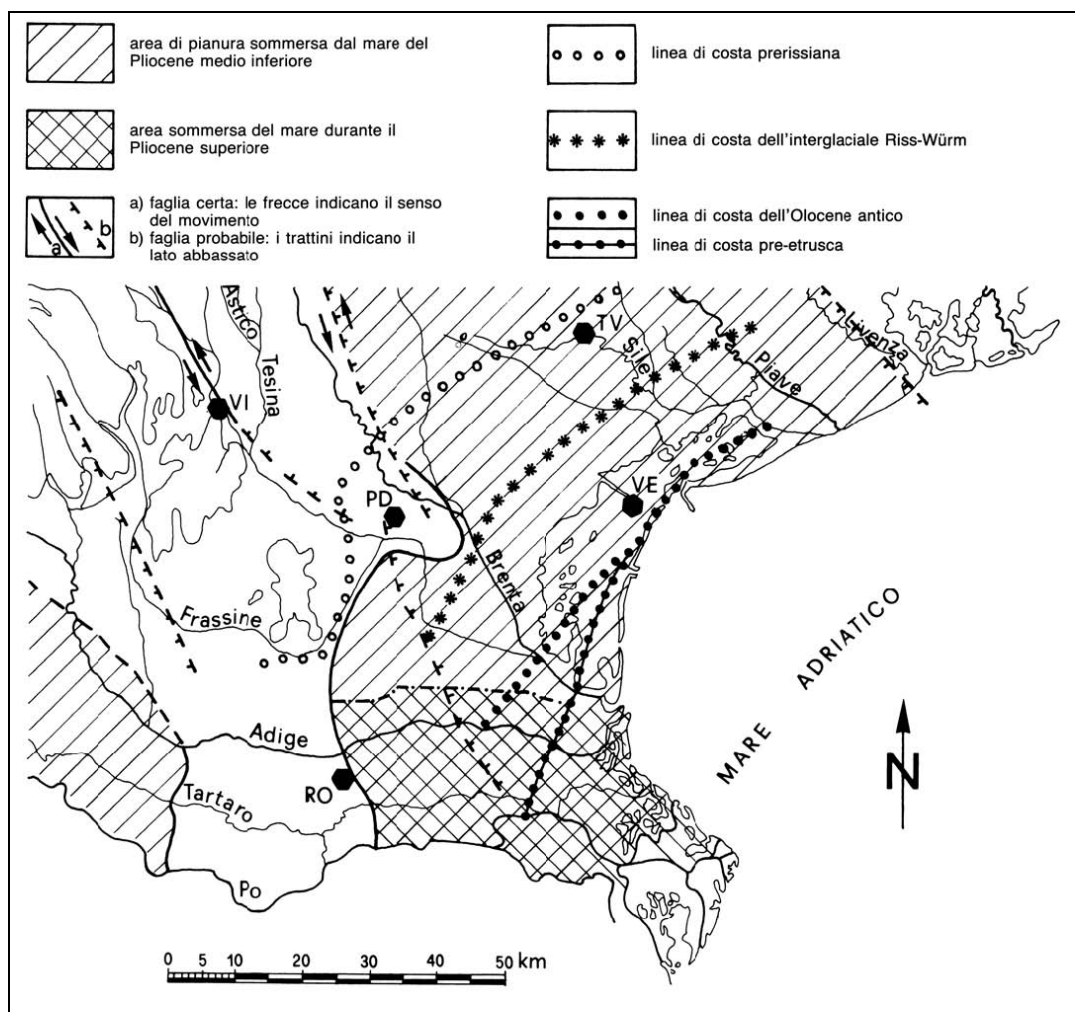


Fig. 4.4 – Spostamenti della linea di costa dell’Adriatico settentrionale nel Quaternario (Bassan & Vitturi, 2003).

Le cause di questa notevole carenza sono principalmente imputabili a due fattori: il progressivo ritiro dei ghiacciai alpini, avvenuto nelle fasi finali dell’LMG, iniziato con un brusco cambiamento climatico tra 18.000 e 16.000 anni BP protrattosi fino al Tardoglaciale, 15.000- 11.500 BP (Pellegrini *et al.*, 2005) e la formazione di laghi temporanei a monte di depositi morenici e di frane post-glaciali (Castiglioni, 2001). Altro fattore che concorse alla diminuzione di apporto

sedimentario è determinato dalla presenza di vegetazione nelle aree montane, che avrebbe ridotto il tasso di erosione (Fontana *et al.*, 2008).

Verso la fine del Tardoglaciale (11.500 anni BP) iniziò una fase trasgressiva, conseguenza della deglaciazione, che portò il livello marino ad innalzarsi sino a valori circa attuali. Si verificarono un'aggradazione dei sistemi fluviali e una retrogradazione del sistema costiero, eventi che durarono per tutto il Boreale sino all'inizio dell'Atlantico; per cui il passaggio dal Pleistocene all'Olocene è marcato da un clima più fresco e dalla presenza di foreste di pino e più in generale a vegetazione di tipo "*Quercetum*" (Canali *et al.*, 2007). Durante il Periodo Atlantico (6000-5500 anni BP) si verificò una trasgressione marina nella Pianura Padana, che portò la linea di costa 20-30 chilometri più ad ovest dell'attuale (Amorosi *et al.*, 2005). Seguì una fase di *highstand*, tuttora in atto, dovuta al prevalere dell'apporto sedimentario sul tasso di risalita del livello del mare; la linea di costa progradò e si formarono i sistemi deltizi attuali (Stefani & Vincenzi, 2005). All'interno dei depositi di *highstand* sono stati osservati strati di torba (datati circa 4000 anni BP) secondo un'estesa continuità laterale, che indicherebbero lo sviluppo di bacini palustri tra i canali tributari del delta, dove avveniva la deposizione di sedimenti organici (Amorosi *et al.*, 2005; Piovan *et al.* 2010). Osservazioni fatte nella parte più orientale della Pianura Padano-Atesina, ad ovest del limite raggiunto dalla massima ingressione marina, indicano depositi olocenici caratterizzati da limi e argille di facies fluviale-palustre e torba in eteropia a est con sabbie di ambiente litoraneo (Bondesan *et al.*, 1995).

5. Inquadramento geomorfologico e pedologico

5.1. Inquadramento generale

Il territorio del Veneto può essere suddiviso in due aree, secondo i processi di formazione e modellamento delle superfici: un'area montano-collinare nel settore settentrionale, dove i processi principali sono l'erosione e modellamento, e un'area di pianura nel settore meridionale, prodotto del trasporto e della deposizione dei corsi fluviali principali. Infatti una caratteristica importante della Pianura Veneta è la forte classazione dei sedimenti e la differenziazione delle forme alluvionali dal piede delle Prealpi verso l'area costiera (ARPAV, 2005).

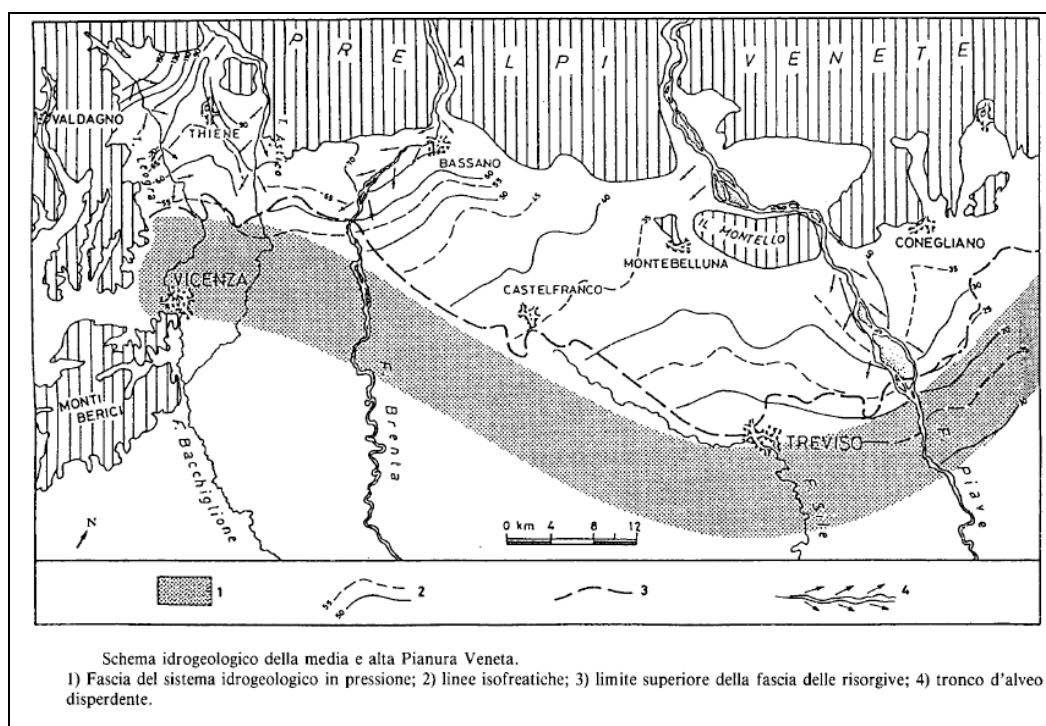


Fig. 5.1 – Linea delle risorgive nell'Alta Pianura Veneta (Bullo & Dal Prà, 1994).

Dal punto di vista sedimentologico, si possono individuare 4 zone, distinguibili per la diversa granulometria e la diversa permeabilità dei sedimenti. L'alta pianura pedemontana presenta una struttura prevalentemente ciottolosa-ghiaiosa permeabile costituente un unico potente materasso di terreni grossolani e permeabili che diventano sempre più fini ed impermeabili in corrispondenza della "fascia delle risorgive" (Fig. 5.1). La media pianura presenta una struttura per lo

più sabbiosa, la bassa pianura con struttura sabbioso-limosa permeabile; infine la pianura litoranea ha una tessitura variabile.

Un altro tipo di distinzione, legata comunque all'aspetto sedimentologico, si può fare considerando la situazione idrogeologica dell'area, considerandone la diversa struttura stratigrafica e granulometrica, suddividendo ancora la pianura in tre fasce (Fig. 5.2). L'Alta Pianura, con acquifero indifferenziato di tipo freatico, rappresenta l'area di ricarica; questa fascia, a ridosso dei rilievi montuosi, si estende per una decina di chilometri circa ed è detta fascia delle ghiaie, perché costituita da alluvioni grossolane, ghiaiose e molto permeabili per tutto lo spessore.

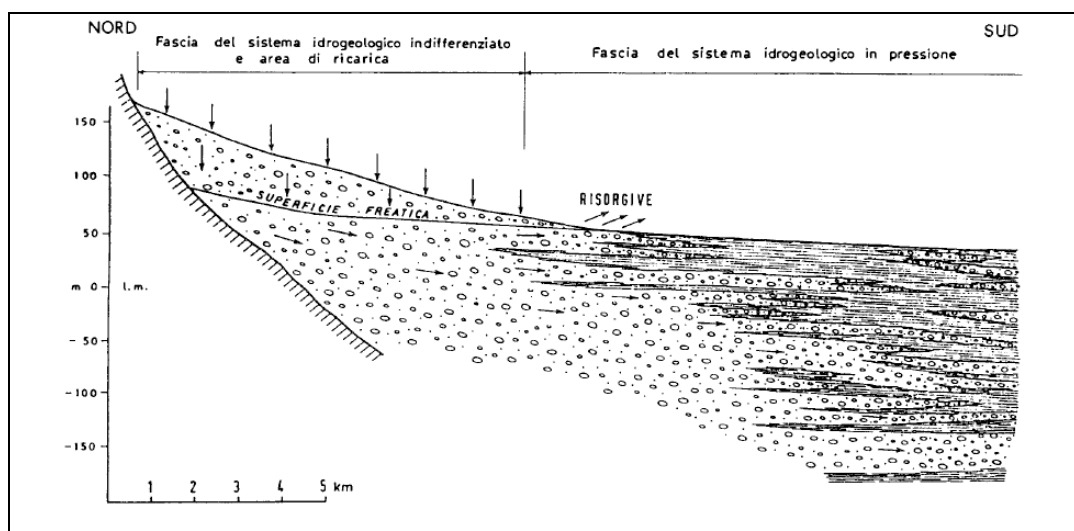


Fig. 5.2 – Sezione geologica schematica trasversale alla pianura veneto-friulana (Bullo & Dal Prà, 1994).

La Media Pianura, costituita dalla fascia delle falde artesiane, ha un'estensione di circa 15 chilometri; la falda viene a giorno nei punti più depressi, dove la superficie freatica interseca la superficie del suolo, creando numerose sorgenti di pianura dette fontanili o risorgive; il passaggio dalla precedente fascia, piuttosto rapido, si manifesta con una struttura a digitazione delle ghiaie, con spessori che si assottigliano progressivamente verso valle. Comuni ad entrambi i sistemi sono i fattori di ricarica, che consistono nella dispersione dei corsi d'acqua, nell'infiltrazione diretta delle piogge, nell'infiltrazione dei deflussi superficiali dai versanti montuosi settentrionali e nell'infiltrazione delle acque irrigue. A ridosso

di questa fascia mediana, si individua la Bassa Pianura, che presenta falde a debole potenzialità, e dove il sottosuolo è costituito da potenti letti di limi e argille, intercalati da livelli sabbiosi, con assenza quasi totale di ghiaie (Dal Prà *et al.*, 2000).

Altra distinzione tra Alta e Bassa Pianura la si può fare in base alla morfologia degli alvei. A nord della fascia delle risorgive, i corsi d'acqua hanno ampi alvei, a canali intrecciati, con fondo permeabile di ciottoli ghiaiosi. Gli stessi alvei sono quindi disperdenti e l'acqua di questi fiumi tende ad infiltrarsi ed alimentare la falda freatica. A valle della linea delle risorgive, i fiumi tendono ad avere un'asta fluviale ben definita, a canale singolo, sinuoso e tendono ad essere alimentati dalla falda freatica (Servizio Geologico Nazionale, 1990).

L'anisotropia, caratterizzante la Pianura Padano-Atesina, dipende dalla variabilità nello spazio e nel tempo dei processi e degli ambienti sedimentari, che hanno determinato la deposizione dei diversi materiali. Nell'Alta Pianura i materiali sono quasi esclusivamente di deposito fluviale o fluvioglaciale, mentre nella Media e Bassa Pianura si riscontrano spesso intercalazioni tra depositi fluviali e sedimenti di origine marina, lacustre e palustre (Dal Prà *et al.*, 2000).

Le strutture geologico-geomorfologiche osservabili sono quelle relative all'evoluzione post-glaciale ed olocenica della pianura wurmiana e sono il prodotto di processi erosivi e sedimentari, guidati da variazioni del livello marino e da subsidenza. In pianura, l'espressione geomorfologica di tali processi è evidente nell'evoluzione fluviale: i corsi d'acqua, di cui è possibile individuare gli antichi percorsi, con i loro ripetuti processi erosivi e sedimentari hanno vistosamente modellato la superficie della pianura, creando dossi e depressioni.

Dal punto di vista geomorfologico e sedimentologico, in relazione ai sedimenti recenti, il territorio della Pianura padano veneta può essere suddiviso in due settori principali: una zona centro-occidentale, dove si riconoscono tracce di antichi dossi fluviali, di paleoalvei e rare evidenze di cordoni litoranei spianati ed una zona orientale, contraddistinta dalla presenza di numerosi cordoni dunosi (Carbognin & Tosi, 2003). Da quanto osservato durante lo studio del *Progetto ISES* (Carbognin & Tosi, 2003) emerge che attualmente nell'area della pianura

padano veneta sono presenti morfologie e depositi di ambiente alluvionale, deltizio e litoraneo: le differenti condizioni ambientali che si sono verificate durante l'Olocene sono testimoniate dall'ampia varietà di depositi affioranti e subaffioranti che caratterizza il territorio. Nei dossi fluviali e negli antichi cordoni litoranei, che morfologicamente delineano le zone più elevate, si rinvengono sabbie, sabbie limose e localmente limi sabbiosi. Nei bacini interfluviali e tra gli apparati costieri successivi si trovano sedimenti argilloso-limosi, spesso con un elevato contenuto in sostanza organica, caratteristica indicante fenomeni di impaludamento.

Nel settore meridionale, in zone particolarmente depresse, in passato occupate da paludi e canneti, si rinvengono estesi affioramenti di sedimenti ricchi in sostanza organica. Nelle fasce di transizione tra zone elevate e depresse prevalgono limi sabbioso-argillosi. I canali in fase di abbandono sono riempiti da argille e argille limose e si rinvengono talvolta in corrispondenza di corpi canalizzati lungo la parte mediana dei dossi (Carbognin & Tosi, 2003).

5.2. Elementi di geomorfologia fluviale

Secondo Nichols (2009) nei sistemi alluvionale e fluviale si possono riconoscere 3 zone geomorfologiche (*Fig.5.3*). Nella zona erosiva (*erosional zone*) i corsi d'acqua incidono attivamente, rimuovendo il substrato roccioso dall'alveo e dalle sponde. Nella zona di trasferimento (*transfer zone*) il gradiente è minore e i corsi d'acqua non presentano né erosione attiva né deposizione. La parte più bassa in quota del sistema è la zona deposizionale (*depositional zone*), dove si depositano i sedimenti nei canali e nelle piane di esondazione.

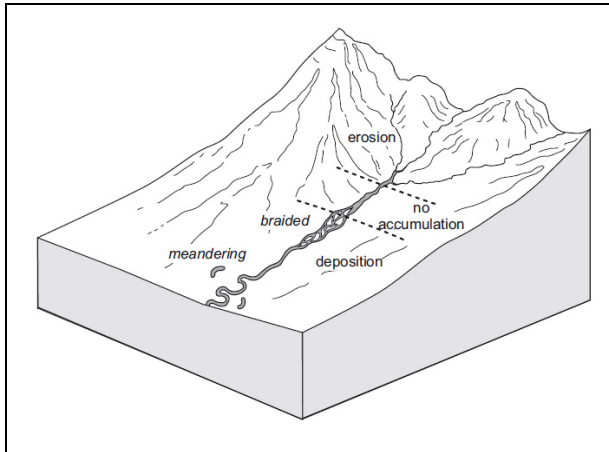


Fig. 5.3 – Zone geomorfologiche nei sistemi alluvionali e fluviali (Nichols, 2009).

In generale, nelle prime due zone geomorfologiche si riconoscono prevalentemente i canali, mentre nella *depositional zone* si individuano anche i depositi. I depositi di piana alluvionale si riferiscono alle pianure inondabili, pianure di esondazione, che presentano sedimentazione per tracimazione dai canali. In queste

aree i sedimenti che si depositano vengono detti di *overbank*, proprio in quanto si formano al di fuori del canale principale, solo quando il fiume è in piena. I depositi di *overbank* si possono raggruppare in tre categorie principali in base alla granulometria. Nella prima classe si trovano depositi a granulometria limoso-sabbiosa, formati in ambienti di alta energia da flussi di tracimazione. Tra questi vi sono gli argini naturali, i canali ed i ventagli di rocca. Nella seconda classe i depositi sono a granulometria limoso-argillosa, quindi di ambiente a bassa energia, come bacini di esondazione e piccoli laghi di pianura. Nell'ultima classe si considerano depositi di origine biochimica, risultato di alterazione, evaporazione o di attività organica.

Si possono distinguere gli elementi principali che caratterizzano una pianura alluvionale, anche in base alla loro descrizione come elementi architettonici (Miall, 2006; Nichols, 2009), cioè in base alla loro geometria e struttura tridimensionale e alla posizione che occupano nel contesto deposizionale.

I canali, sistemi ad alta energia, presentano depositi la cui granulometria va dalle sabbie alle ghiaie e si possono distinguere in base alla loro geometria in canali rettilinei, anastomizzati, meandriformi (Fig.5.4), utilizzando come parametro la sinuosità. Questa è definita come il rapporto tra la lunghezza del canale e la lunghezza in linea retta del tratto entro cui scorre.

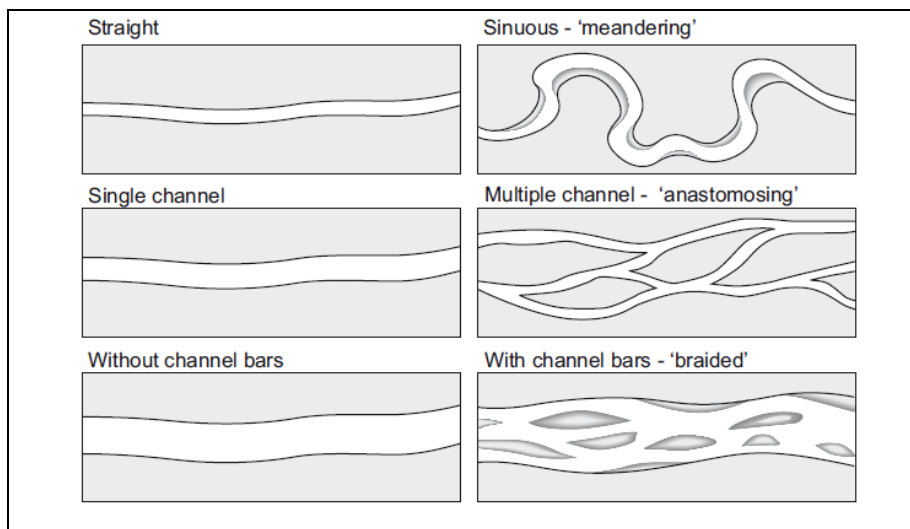


Fig. 5.4 - Geometria idraulica dei canali fluviali (Nichols, 2009).

La sinuosità è una caratteristica geometrica che dipende anche dalla posizione fisiografica in cui si trova a scorrere un corso d'acqua, per questo è possibile distinguere forme di alta e bassa pianura.

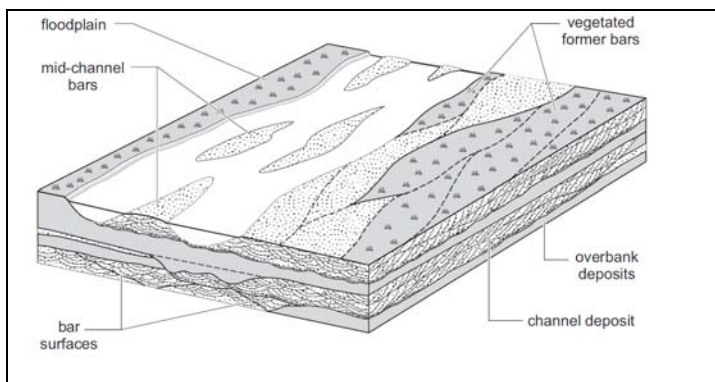


Fig. 5.5 – Principali caratteristiche morfologiche di un corso tipo braided (Nichols, 2009).

I canali intrecciati (Fig. 5.5), detti *braided* nella terminologia anglosassone, presentano un basso indice di sinuosità, con valori compresi tra 1 e 1,5; sono tipici dell'alta pianura, costituita prevalentemente da ghiaie a matrice

sabbiosa e all'uscita dalle valli formano grandi conoidi con pendenze piuttosto accentuate. I fiumi *braided* sono corsi d'acqua dominati da carico di fondo trasportato tramite meccanismi di rotolamento e di saltazione, per cui sono detti anche *bedload rivers*. Il carico si deposita in barre di sabbia o ghiaia secondo morfologie diverse (longitudinali, trasversali, linguoidi e laterali), che sono in genere sommerse durante il regime di piena, mentre emergono in regime di morbida e di magra, quando il flusso nel canale si divide attorno a queste barre.

Per migrazione e/o per abbandono della barra si formano pianure dette *braidplains*, aree costituite da depositi ghiaiosi di barra molte volte più ampi del canale, che si trovano in zone a clima molto umido o dove la vegetazione, generalmente scarsa, stabilizza le rive del fiume.

Un'altra tipologia di corso fluviale, tipico di regioni a gradiente molto basso, è quello dei fiumi a canali anastomizzati, che presentano canali multipli e che si trovano in zone altamente vegetate il che inibisce la migrazione laterale dei canali. La posizione dei canali tende a rimanere fissa nel tempo e la parte maggiore della sedimentazione avviene in pianure alluvionali durante periodi di allagamento, attraverso fenomeni di rotta e tracimazione. Nuovi canali possono formarsi per fenomeni di avulsione come conseguenza di alluvionamenti: il flusso d'acqua crea un nuovo corso abbandonando il vecchio (Nichols, 2009).

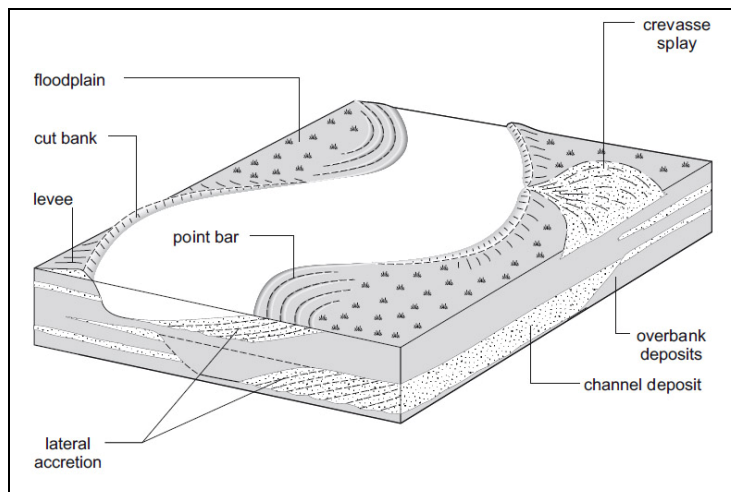


Fig. 5.6 – Principali caratteristiche morfologiche di un corso tipo meandriforme (Nichols, 2009).

I canali di tipo meandriforme (Fig. 5.6) sono caratterizzati da una sinuosità maggiore di 1,5. Essi possono trasportare carico in sospensione e/o di fondo. I meandri si sviluppano dall'erosione della riva più vicina al *thalweg* (Fig. 5.7), accompagnata da

deposizione nel lato opposto del canale. La deposizione si verifica dove il flusso è lento e non è più in grado di trasportare il carico di fondo. Con la continua erosione della riva esterna e la deposizione del carico di fondo nella riva interna, il canale sviluppa un'ansa e si formano *meander loops*, lobi di meandro. Un canale, spostandosi lateralmente a causa di erosione sul lato esterno e deposizione su quello interno, migra lateralmente. I depositi sul lato interno sono indicati come *point bar* o barre di meandro.

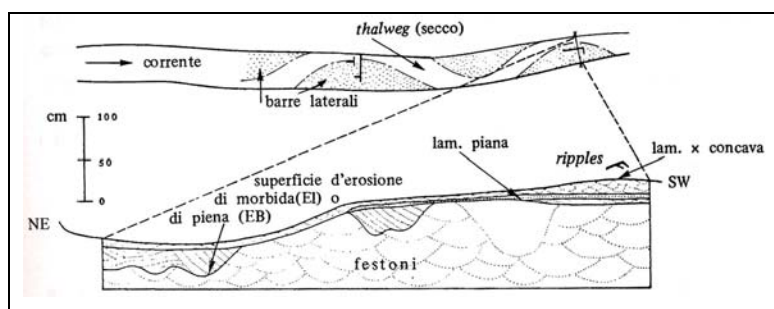


Fig. 5.7 - Profilo topografico e stratigrafico di un canale.

Questa migrazione può essere un processo costante e continuo o avvenire in fasi successive, e produce un'accrezione

laterale, con formazione di corpi di barra per accumulo continuo di sedimenti (Nichols, 2009). Quando la migrazione del canale e della barra si esauriscono, ad esempio per taglio di meandro o per rotta, il canale viene riempito e sigillato da materiale argilloso, detto *clay plug*, che ne conserva la forma (Ricci Lucchi, 1980). Durante una fase di piena il flusso può seguire un percorso più breve, attraversando una *point bar*; questo flusso si concentra in un *chute channel*, che taglia il fianco interno del meandro. I *canali di chute* possono avere caratteristiche semi-permanenti, ma sono attivi solo durante le fasi di piena, mentre risultano inattivi durante le fasi di magra. I meandri abbandonati vengono isolati, diventando aree dove l'acqua ristagna finché non vengono riempiti da sedimenti alluvionali e/o occupati dalla vegetazione.

Fenomeni di rotta creano una breccia nell'argine, attraverso la quale si crea un sistema canalizzato che trasporta sedimenti in una posizione più distale, a formare un lobo, un ventaglio di rotta detto *crevasse splay* (Fig.5.6). Questo fenomeno si verifica in condizioni di canale sopraelevato rispetto alla piana alluvionale circostante (Nichols, 2009). Quando il gradiente è basso, la corrente cerca un nuovo percorso con un gradiente più favorevole (Ricci Lucchi, 1980), aprendo una breccia nell'argine e depositando il carico trasportato in coni di sedimento nella piana di esondazione: la forma che si ottiene è generalmente a ventaglio, ma può essere linguoide o lobata. I depositi che si formano sono caratterizzati da un'iniziale gradazione verso l'alto della granulometria (sequenza *coarsening upward*) (Nichols, 2009), dovuta alla differente energia, che diminuisce dalla zona apicale verso quella più distale: nella parte prossimale si hanno sedimenti più grossolani, mentre in quella più distale i sedimenti sono fini.

Nella zona oggetto di studio si osservano tutte le strutture tipiche della bassa pianura, sinora descritte, alle quali si aggiungono le strutture dossive. I dossi fluviali sono, dal punto di vista morfologico, delle forme complesse, alte fino circa 2 metri sulla pianura circostante, con larghezza che va da qualche centinaio di metri sino ad oltre un chilometro e con lunghezze che raggiungono decine di chilometri (Fig. 5.8).

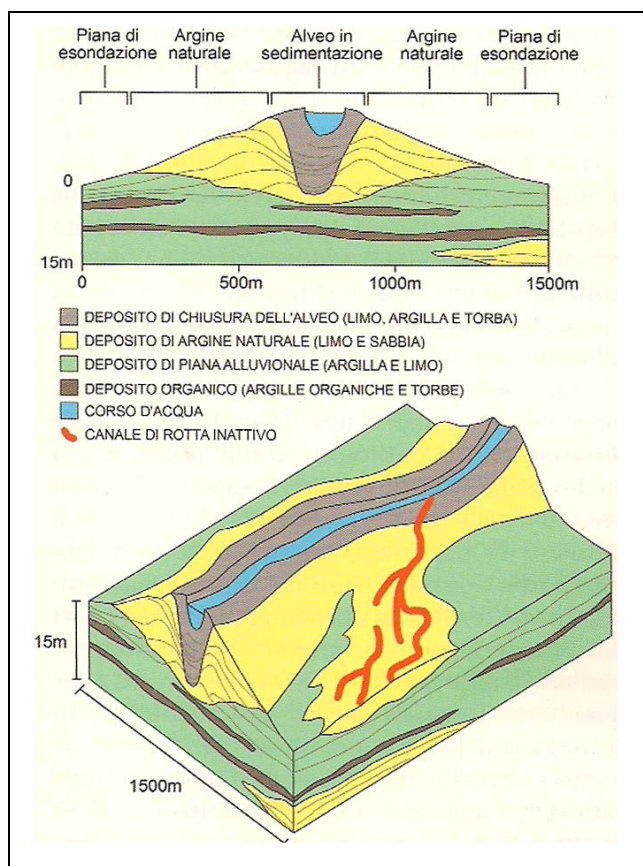


Fig. 5.8 – Sezione trasversale di un dosso fluviale (Fontana et al., in ARPAV 2004).

corso attivo, dove nella fase iniziale ad alta energia si depositano i sedimenti a maggiore granulometria, mentre quelli più fini si depositano nella fase finale ad energia minore (Miall, 2006; Nichols, 2009).

Le piane di esondazione costituiscono le parti più depresse della piana alluvionale. La sedimentazione dei depositi avviene nella parte più distale della tracimazione, dove l'energia del flusso di esondazione è bassa. Si depositano alternanze di sabbie fini e argille, in genere per decantazione, contribuendo in questo modo alla continua aggradazione verticale della piana alluvionale. La

Queste strutture sono il risultato nel tempo di corsi fluviali pensili, quindi costituiti dall'accostamento delle barre sabbiose, depositatesi nel canale durante la sua attività, di piccoli ventagli sabbiosi di esondazione e degli argini naturali limoso-sabbiosi (ARPAV, 2005). Questi ultimi sono il risultato di continue tracimazioni durante fasi di piena, per cui si forma una successione a strati, a diversa granulometria, nella parte immediatamente adiacente al

sedimentazione può avvenire durante eventi diversi di inondazione e talvolta può essere il risultato di interdigitazioni con sedimenti provenienti da altri bacini di alimentazione. In questo ambiente di piana di esondazione si considerano anche i depositi di canali abbandonati: qui, dove spesso si formano torbe e sostanze ricche di materia organica, la sedimentazione avviene non per flusso trattivo, ma per decantazione.

La piana alluvionale è un sistema complesso, dove la caratteristica principale è quella di avere una superficie ripetutamente emersa e sommersa (Ricci Lucchi, 1980). Durante eventi di piena si ha tracimazione con fenomeni di erosione, allagamento, approfondimento dei canali di rotta, distruzione e sradicamento di piante. Allontanandosi dagli argini la velocità dell'acqua diminuisce, come pure la velocità di sedimentazione e la granulometria dei depositi. Terminata la fase di piena la velocità del flusso rallenta, ristagnando nei bacini dove decantano i materiali in sospensione; rimangono ampie aree di fango e lingue di sabbia (Ricci Lucchi, 1980).

5.3. Sistemi idrografici e deposizionali

5.3.1. Descrizione generale

La bassa pianura Padano-Atesina è caratterizzata da una fitta rete di tracce fluviali attribuibili ai sistemi idrografici del Po e dell'Adige, che si distinguono da quelli adiacenti per il particolare rilievo della morfologia, dovuto alla presenza di corsi d'acqua pensili, di dossi, di corpi sedimentari prevalentemente sabbiosi, diversi dalle piane di esondazione a granulometria più fine (Marcolongo & Zaffanella, 1987; Peretto, 1986; Piovan *et al.*, 2010).

La bassa pianura del sistema fluviale dell'Adige è delimitato a nord dal megafan del Brenta e a sud dal sistema sedimentario del Po (Fontana *et al.*, 2008). In particolare, il confine meridionale con la Pianura Padana *strictu sensu* non è netto: alcuni rami del Po infatti occasionalmente intersecano la piana alluvionale dell'Adige, così come rami dell'Adige attraversavano la pianura del Po; questa tesi è supportata infatti da studi sulla composizione mineralogica, i quali hanno

dimostrato che esistono su una stessa verticale alternanze di depositi riferibili a fiumi diversi e in diverse proporzioni (Zanettin, 1955; Piovan *et al.* 2010).

5.3.2. Sistemi dossivi del Po e dell'Adige

I dossi fluviali che interessano l'area di studio di questa tesi sono già descritti in letteratura, altri brevi tratti invece compaiono in seguito all'analisi di fotointerpretazione effettuata in questa tesi di laurea.

Tra i dossi principali, vi è quello di Saline-Cona (Piovan *et al.*, 2010), che si sviluppa dalla località di Saline, a nord di Rovigo, passando per Agna, sino alla località di Cona (VE), proseguendo poi sino a Chioggia. Questo dosso, appartenente al sistema dossivo del Po, è chiamato in letteratura anche Ramo più settentrionale del Po (Castiglioni, 1978), attivo durante l'età del Bronzo e l'inizio dell'età del Ferro (Veggiani, 1974). Questo ramo è attraversato dall'Adigetto nella zona di Rovigo e dal corso attuale dell'Adige, che imposta parte del suo percorso attraversandolo in un punto (Castiglioni, 1978), e probabilmente ne ricalca un breve tratto: infatti, sino alla località di San Martino di Venezze la direzione della sua traccia è nord-est, per il tratto da San Martino di Venezze sino a Borgoforte assume invece la direzione est-ovest dell'Adige, per poi riprendere la precedente da Borgoforte verso Agna. Il dosso di Saline-Cona costituisce un ramo, che si sviluppa verso nord, di un altro dosso maggiore, definito da Piovan *et al.* (2010) come dosso di Fratta, attivo sino all'età del ferro che si sviluppa da Castelnovo Bariano (RO) sino a Fratta Polesine (RO) (Peretto, 1986). Infatti, a sud di Rovigo, il dosso di Fratta sembra dividersi in due: oltre al dosso di Saline-Cona si ha il dosso di Adria (Veggiani, 1972; Veggiani, 1974, Piovan *et al.* 2010).

Presso la località di Bagnoli di Sopra (PD) il dosso di Saline-Cona si confonde con il dosso di Bagnoli, dosso costituito da un antico percorso dell'Adige attivo durante l'età del Bronzo (Piovan *et al.*, 2010). Di età romana sembra invece essere il dosso atesino di Conselve, che si sviluppa poco più a nord (Bondesan *et al.*, 2010; Piovan *et al.* 2010).

5.3.3. Avulsioni e rotte fluviali

Balista fa una chiara distinzione tra fenomeni di avulsione o diversione e fenomeni di rotta fluviale (Balista, 2005), accomunandoli solo dal punto di vista genetico, ossia per il fatto che entrambi i fenomeni possono essere attivati da eventi di piena, dovuti a intensi e prolungati periodi di precipitazioni.

L'avulsione corrisponde generalmente allo spostamento di un tratto, talvolta anche esteso, di un alveo fluviale, che quindi inizia a scorrere nella piana alluvionale lungo un percorso diverso dal precedente, formando una nuova diramazione principale (Morozova & Smith, 2000; Stouthamer, 2001; Balista, 2005; Stouthamer & Berendsen, 2007). In questo punto la capacità di trasporto è ridotta e la sedimentazione associata aumenta la scabrezza idraulica e blocca il flusso (Kleinhans *et al.*, 2010).

La rotta coincide con l'apertura di una breccia nell'argine fluviale, che causa la fuoriuscita delle acque di piena e conseguente alluvionamento della circostante piana. Talvolta una rotta è il preludio alla formazione di una diramazione avulsiva, anche se solitamente la rotta ha durata relativamente breve, dato che la breccia, creatasi attraverso l'argine, tende ad occludersi con i sedimenti stessi che ne fuoriescono alla conclusione dei picchi di piena (Berendsen & Stouthamer, 2000; Balista, 2005).

Un esempio del processo di avulsione, riconosciuto in letteratura da vari autori (Zanettin, 1955; Zaffanella, 1981; Castiglioni & Pellegrini, 2001; Bondesan *et al.*, 2002; Balista, 2005), ma molto discusso, è quello della rotta della Cucca che, secondo la storiografia locale si sarebbe verificata lungo il percorso dell'Adige, nei pressi di Veronella, nel 589 d.C. Questa rotta avrebbe determinato la fine del corso dell'Adige passante per Montagnana ed Este, incanalando le acque nell'alveo attuale; tuttavia è stato dimostrato che in quel periodo storico quel corso fluviale era già estinto, ed era attivo da tempo il corso attuale, che si biforcava nei pressi di Badia Polesine, in Adige attuale e Adigetto (Bondesan *et al.*, 2002). Questo "falso storico", che si è perpetuato per molto tempo, ha origine da una errata interpretazione del trattato latino *Historia Longobardorum* di Paolo Diacono, in cui parla in modo generico di un lungo periodo di disastrose alluvioni;

tuttavia non fa riferimento ad una rotta in particolare, ne' ad una località precisa. Su questo tema controverso si sono addotte numerose considerazioni contro l'ipotesi del verificarsi di questa rotta: ad esempio di tipo stratigrafico e sedimentologico, che dimostrano l'assenza di un'incisione evidente dell'orlo della scarpata formata dal corso d'acqua nel punto della rotta; di tipo morfologico, che non rivela la presenza di paleoalvei o di sabbie atesine recenti attribuibili al passaggio del fiume (Zaffanella, 1981; Balista, 2005). In seguito a numerosi studi si è giunti alla conclusione che la rotta della Cucca non sia stato l'evento determinante la diversione dell'Adige, ma un caso singolare, esplicativo di una situazione più generale. In quell'epoca storica l'Impero Romano era in crisi, e con il conseguente abbandono delle campagne i sistemi fluviali precedentemente realizzati nel periodo romano si degradarono. A questo fattore si aggiunge un degrado di tipo climatico, che provoca numerosi e successivi eventi di piena, ai quali seguono rotte e tracimazioni di notevole rilevanza. La sinergia tra questi fattori porta dunque ad una situazione che in altri momenti non si sarebbe verificata con conseguenze disastrose sul territorio (Castiglioni & Pellegrini, 2001).

Uno studio effettuato lungo il percorso dell'Adige nel suo tratto di bassa pianura, individua alcuni dei suoi molteplici punti di rotta e, dove possibile, anche le cause verificatesi in epoca storica in particolare tra il 1600 e la fine del 1800 (*Fig. 5.9*). Si ricorda che questo tratto dell'Adige è preceduto da quello di alta pianura, da quello di pianura intermontana e dal tratto più a monte dove il percorso è di tipo torrenziale, per cui è evidente che i dissesti che si verificano nel tratto terminale siano anche conseguenza degli eventi idrologici che si sviluppano nell'intero bacino (Bondesan *et al.*, 2002).

Le relazioni tra la geomorfologia del territorio e le zone di rotta, indicate nello studio di Bondesan *et al.* (2002), trovano riscontro nelle rotte verificatesi in numero maggiore in destra che in sinistra Adige, ad eccezione della zona di Anguillara Veneta (PD).

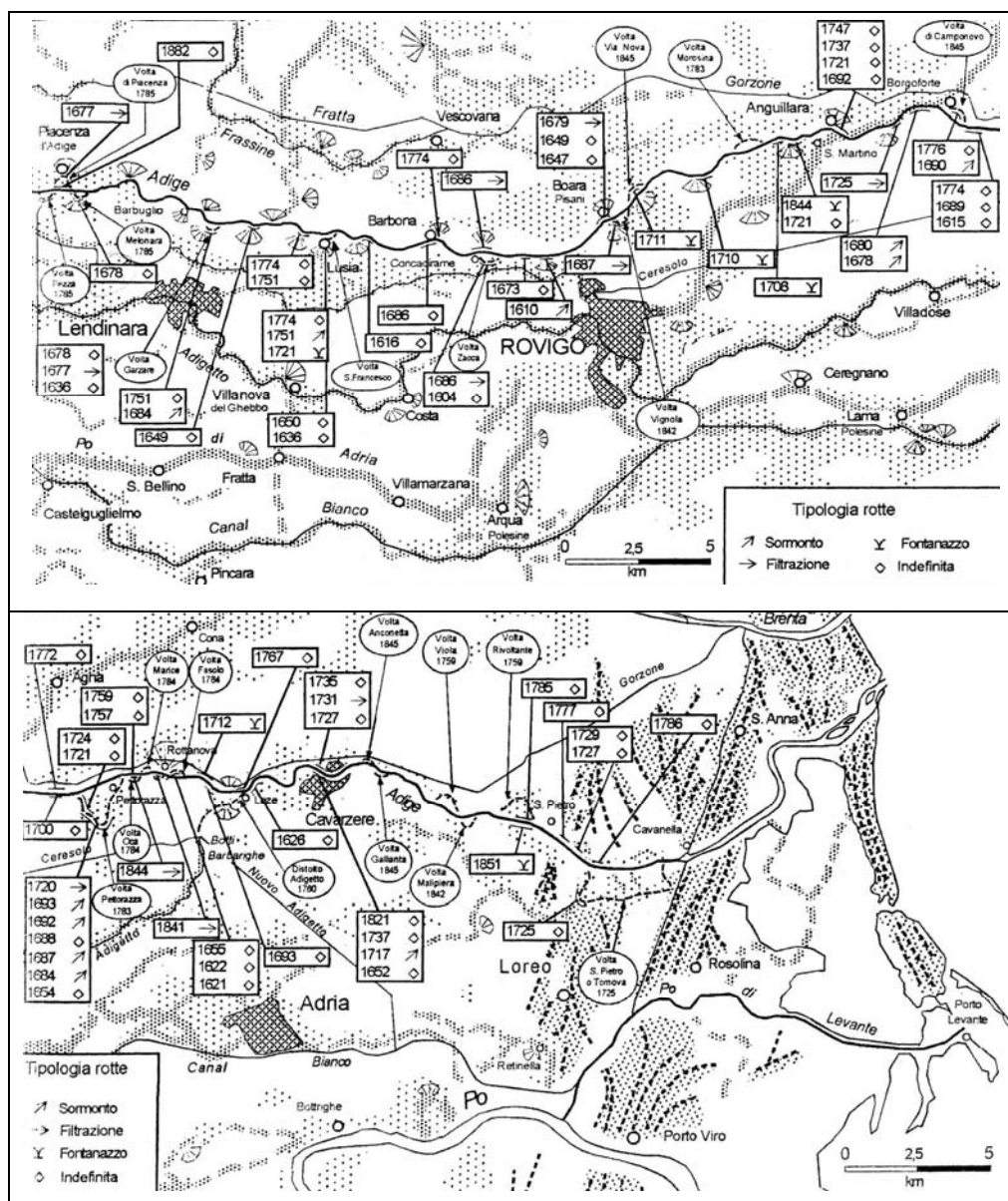


Fig. 5.9 – Localizzazione delle rotte censite su base storica lungo il corso dell’Adige meridionale (Bondesan et al., 2002).

Tale prevalenza sembrerebbe legata all’assetto altimetrico generale della pianura, che presenta quote leggermente più elevate a Nord del fiume Adige e alla diffusa presenza di paleoalvei nella fascia a sud di pertinenza atesina. In particolare i tratti dove si sono verificate la maggior parte delle rotte in passato coincidono con le anse, la cui formazione può essere ricondotta a varie cause.

Una di queste cause consiste nella presenza di corsi d’acqua relitti, intercettati dal fiume, come nel caso dell’Adige nel tratto tra San Martino di Venezze (RO) e la vicina località di Borgoforte. Un’altra causa è la presenza di

derivazioni e affluenti, che avrebbero provocato un disturbo e un rallentamento della corrente del corso fluviale. Altro motivo si constata nella presenza di ostacoli lungo il percorso, come dune di antiche linee di costa. Un'ultima causa si riconosce nella presenza di ampie superfici di terreni sabbiosi, che conferivano all'alveo maggiore mobilità (Bondesan *et al.*, 2002).

Le cause di rotta riconosciute, tra quelle censite nello studio del Bondesan, sono riconducibili a tre tipologie principali: sormonto, che si è cercato di risolvere nel tempo con innalzamenti successivi degli argini; infiltrazione del corpo arginale; sifonamento al piede dell'argine. Nel passato, per far fronte a queste ultime due problematiche, si è cercato di ostruire le vie di infiltrazione con materiali vari e/o di contrapporre una spinta idraulica tramite strutture artificiali, mentre dall'ultimo secolo si sono costruiti diaframmi impermeabili all'interno del corpo arginale stesso (Bondesan *et al.*, 2002).

Importante nelle relazioni tra zone di rotta ed elementi geomorfologici è anche l'intervento antropico, che ha modificato artificialmente nel tempo l'assetto idrografico del territorio in misure più o meno importanti. Nel corso del tempo, già dal Medioevo prima e poi con la Repubblica di Venezia, si sono effettuati interventi per rendere più sicuri i fiumi, e sfruttare meglio e più intensamente il territorio. Gli interventi più importanti riguardano i tagli delle anse e le arginature, che non sempre hanno domato i corsi dei fiumi, ma talvolta sono stati invece causa di disastri.

Un altro aspetto che condiziona l'assetto geomorfologico del settore in oggetto è indicato dalle strutture sepolte: si è individuata un'ampia anticlinale compresa tra le zone più profonde situate a ovest di Badia Polesine e a est di San Martino di Venezze. In età protostorica e storica in corrispondenza del fianco occidentale di tale piega si sono prodotte le più importanti variazioni di direzione dell'Adige e molte sue diversioni (Bondesan *et al.*, 2002). Si riconoscono anche possibili relazioni tra movimenti differenziati della pianura nel tardo Quaternario e l'assetto idrografico dell'area (Zanferrari *et al.*, 1982).

5.4. Paleoclima

L'evoluzione della Pianura Veneta, ha visto, nel tempo, il susseguirsi di importanti oscillazioni climatiche. Dalle ricostruzioni paleoclimatiche si possono riconoscere specifiche fasi che hanno caratterizzato l'area di studio sin dalla fine del Pleistocene.

Con la fine del LGM (Last Glacial Maximum, circa 10.000 anni fa) il clima progressivamente si modificò sino a giungere, tra 7.000 e 5.000 anni BP una fase di "optimum", rappresentato da un clima caldo-umido. Tale situazione climatica viene definita come "Fase Ottima Atlantica" e fu caratterizzata da piogge molto intense e violente, con temporali e alluvioni, testimoniate dai resti di una diffusa pedogenesi.

La successiva fase climatica, detta "Subboreale", iniziò circa 4.000 anni BP e rappresentò una chiara inversione climatica. Un clima meno caldo e più umido, caratterizzò questo periodo che evolse nel successivo periodo detto "Subatlantico", tra 2.900 e 2.300 anni BP (coincidente circa con l'epoca della prima età del Ferro). In questo periodo fenomeni atmosferici violenti quali nubifragi e conseguenti esondazioni influirono profondamente sull'idrografia della Pianura i cui corsi d'acqua divennero a regime nettamente torrentizio. Le prove di questo nuovo assetto idrografico sono riconoscibili nelle brusche deviazioni dei paleoalvei, attivi agli inizi dell'età del Ferro, quali conseguenza di sovralluvionamenti, di rotture di argini naturali e di aperture di nuove direttrici di deflusso, con correnti di trasporto ad alta energia.

Un'altra fase di inversione climatica si verificò tra il 400 e il 750 d.C., e si contraddistinse con ulteriori abbondanti precipitazioni e conseguenti piene dei corsi d'acqua soprattutto verso la fine del VI secolo. Evidenti e molteplici esondazioni e rotte fluviali lungo gli antichi corsi d'acqua caratterizzarono la marcata instabilità climatica di questo periodo tardo romano-altomedioevale (*Marcolongo, 1987*). I paleoalvei di questi corsi d'acqua (alcuni di questi sono stati individuati e descritti in questa tesi), diventavano, così, inattivi. Un esempio chiaro è quello dell'Adige che, in quel periodo scorreva più a nord dell'alveo attuale, attraversando le zone di Este e Montagnana.

In epoca medioevale si ebbe un altro “optimum climatico secondario”, con clima ancora caldo-umido, con un massimo tra l’anno 800 e il 1000, al quale seguì una fase di instabilità con inverni freddi, esondazioni e siccità tra il 1200 e il 1400. In questo periodo, in cui alcuni corsi d’acqua cessarono di essere attivi ed altri invece si attivarono o continuarono il loro percorso, l’idrografia iniziò ad assumere l’attuale configurazione.

Nel periodo storico tra il 1500 e il 1860 si verificò un nuovo e importante cambiamento climatico, con clima più freddo definito “Piccola Glaciazione” (LIA, Little Ice Age), dove storicamente si sono riconosciute punte particolarmente rigide: anni 1602, 1644, 1820, 1855. In questo periodo si instaurò un regime idraulico instabile e si verificarono grandi piene e un conseguente notevole apporto solido lungo i corsi d’acqua (Marcolongo, 1987).

Con la fine del *LIA*, le temperature medie iniziarono ad innalzarsi e i fenomeni atmosferici diminuirono progressivamente di energia giungendo così alla configurazione climatica e idrografica attuale.

5.5. Suoli

Nella Carta dei suoli della Regione Veneto gli autori forniscono un inquadramento dei suoli nel territorio, descrivendo brevemente le principali caratteristiche con la classificazione secondo il sistema di riferimento *World Reference Base* (FAO, 1998), distinguendo diversi ambiti pedo-geografici: rilievi alpini, rilievi prealpini, rilievi collinari e pianura.

L’area oggetto di studio si trova nella zona di bassa pianura, che presenta uguali dinamiche di deposizione dei sedimenti, ma differenti litologie in funzione dei bacini di provenienza.

Nelle aree di età olocenica, in particolare, si osservano sui dossi suoli a decarbonatazione parziale o nulla e a differenziazione del profilo da moderata a bassa, con drenaggio generalmente buono, tranne dove la tessitura risulta più fine. Sulle aree di pianura e sulle zone depresse i suoli si presentano da evoluti con decarbonatazione parziale a meno evoluti, con drenaggio da mediocre a lento, e con tessiture da limose ad argillose e falda presente entro il profilo.

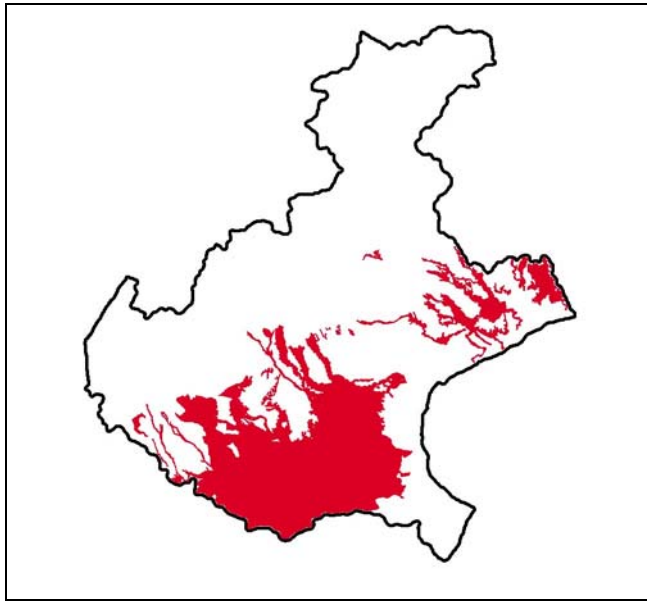


Fig. 5.10 – Provincia di suoli – BR (ARPAV, 2005).

In dettaglio l'area di studio si trova nella provincia di suoli BR (Fig. 5.10), definita come “bassa pianura recente, calcarea, a valle della linea delle risorgive, con modello deposizionale a dossi sabbiosi e piane e depressioni a depositi fini (Olocene)” (ARPAV, 2005).

Il sistema BR1 si riconosce nell'area di studio tra

le località di Pozzonovo e Agna, e nei pressi di San Martino di Venezze. In questo caso i suoli sono a parziale decarbonatazione, su dossi della bassa pianura alluvionale di età olocenica antica, depositi dai fiumi Po e Adige, formati da sabbie e limi da molto a estremamente calcarei. Il sistema BR2 è presente tra Boara Pisani e Pettorazza Grimani, lungo il corso dell'Adige. Qui i suoli sono a decarbonatazione quasi nulla, presenti su dossi di età olocenica, formati anche in questo caso da sabbie e limi da molto a estremamente calcarei. In particolare qui i suoli sono molto calcarei, con tessitura media e drenaggio buono. Il sistema BR3, che si trova nei pressi della frazione di San Siro, a nord-ovest di Agna, interessa le aree di transizione tra i dossi e le depressioni nel bacino dell'Adige. I suoli, che presentano iniziale dilavamento dei carbonati dalla superficie ed un parziale accumulo di questi in profondità, sono datati Olocene antico, mostrano parziale decarbonatazione, e sono originati da limi da molto a estremamente calcarei. Il sistema BR6 si riconosce in tutta la fascia centrale dell'area, rappresentando il suolo maggiormente presente. I suoli sono tipici di aree depresse, con falda sub-affiorante, formati da depositi torbosi su limi e argille. Infatti queste sono zone palustri bonificate, con contenuto in carbonati dipendente dal bacino di pertinenza, dove si trovano anche a grandi profondità orizzonti organici. Questi sono il risultato della mancata mineralizzazione della sostanza organica dovuta

alla carenza di ossigeno per la presenza della falda in prossimità della superficie. Interessante di quest'area è anche l'accentuata subsidenza causata dall'emungimento meccanico delle acque, per sfruttare superfici al di sotto del livello del mare. In quest'area i suoli risultano quindi molto eterogenei, con zone a tessitura media in cui si sviluppano numerosi canali a tessitura più grossolana, e zone a tessitura più fine, dove i canali non sono abbastanza diffusi.

Per quanto riguarda il regime di umidità, i suoli BR 1-2-3 risulta essere ustico, mentre nei suoli BR6 è acquico, proprio per la presenza della falda in prossimità della superficie. Tali tipologie di suoli si prestano ad uso di tipo seminativo, con colture prevalentemente di mais e in modo minore di barbabietola, soia e frumento (ARPAV, 2005).

In queste aree di bassa pianura la morfologia è impercettibile ad occhio nudo, per cui si rende necessario e utile lo studio del microrilievo per differenziare i diversi elementi morfologici, tramite l'utilizzo della fotointerpretazione, con la quale è possibile anche distinguere meandri, aree di barra a granulometria più grossolana, alvei con depositi fini limoso-argillosi a copertura delle sabbie e la piana a tessitura limosa.

6. Metodi di studio

6.1. Acquisizione dei dati

Con l'intenzione di produrre una carta geomorfologica dell'area tra Pozzonovo e Pettorazza Grimani, inizialmente è stato prodotto un fotomosaico (Fig. 6.1) di circa 550 elementi da ortofoto e immagini satellitari disponibili su

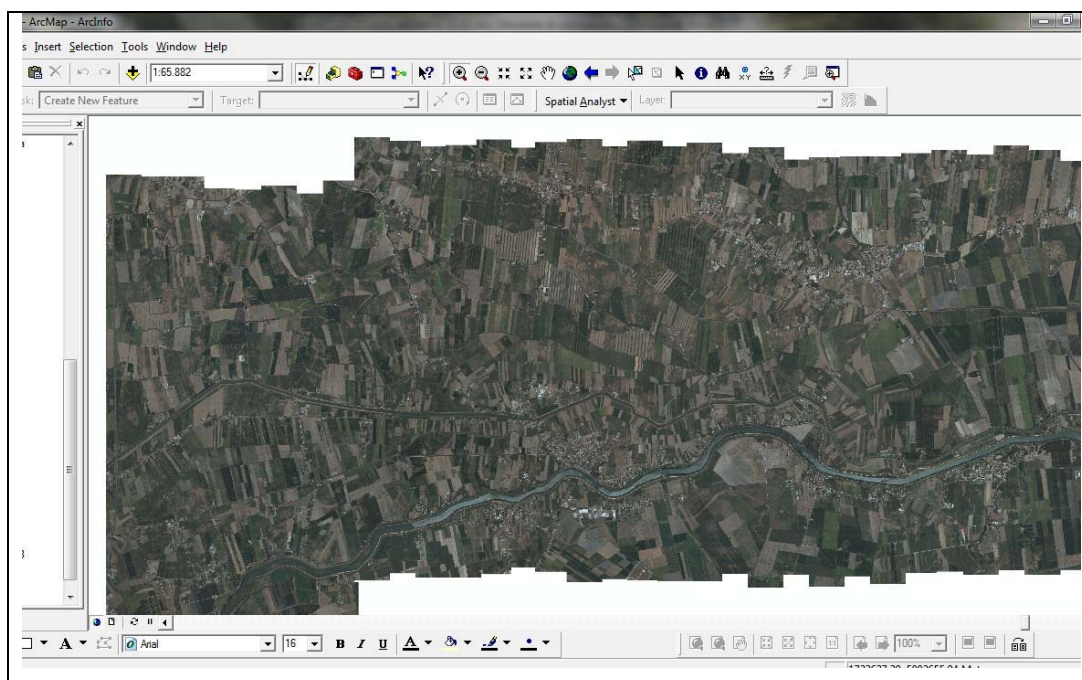


Fig. 6.1 – Fotomosaico dell'area di studio.

internet, prelevate tramite *screenshot*, utilizzando come riferimento cartografico le ortofoto e la cartografia tecnica della Regione Veneto. Le ortofoto consultate sono le seguenti: 168020, 168030, 168040, 168060, 168070, 168080. La numerazione di queste ortofoto coincide con quella delle corrispondenti Carte Tecniche Regionali del Veneto, alla scala 1:100000, utilizzate come base per la georeferenziazione del fotomosaico (Fig. 6.2), ottenuto con la sovrapposizione delle schermate rielaborate con il programma Photoshop CS2.

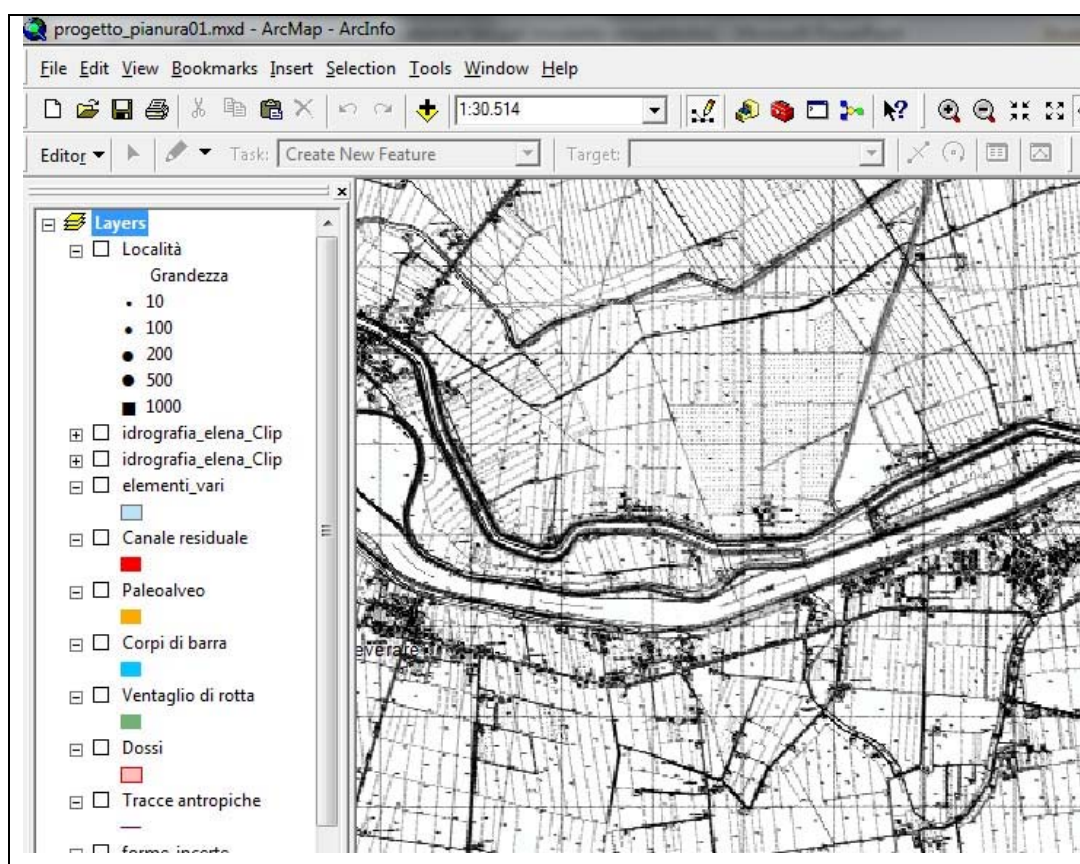


Fig. 6.2 – Particolare del layer della CTR del Veneto caricato in ArcGis.

Successivamente si è passati alla fotointerpretazione del mosaico tramite il programma ArcGis versione 9.3 (software GIS - Geographic Information System), con lo scopo di realizzare una carta geomorfologica attraverso l'osservazione delle tracce naturali ed antropiche dove presenti.

Sono stati utilizzati come supporto all'analisi alcuni layer informativi (Fig. 6.3) forniti dal Dipartimento di Geografia, tra cui il DEM (*Digital Elevation Model*). Il DEM è un file digitale che rappresenta le quote della superficie del terreno a intervalli regolari sul piano orizzontale, o superficie topografica. I DTM (*Digital Terrain Model*), possono essere ottenuti attraverso diversi metodi: da rilievi a terra eseguiti con strumenti topografici e/o GPS; da cartografia esistente mediante digitalizzazione dei punti quotati e delle curve di livello; da fotogrammi aerei stereoscopici orientati; da rilevamenti *laser-scanning*.

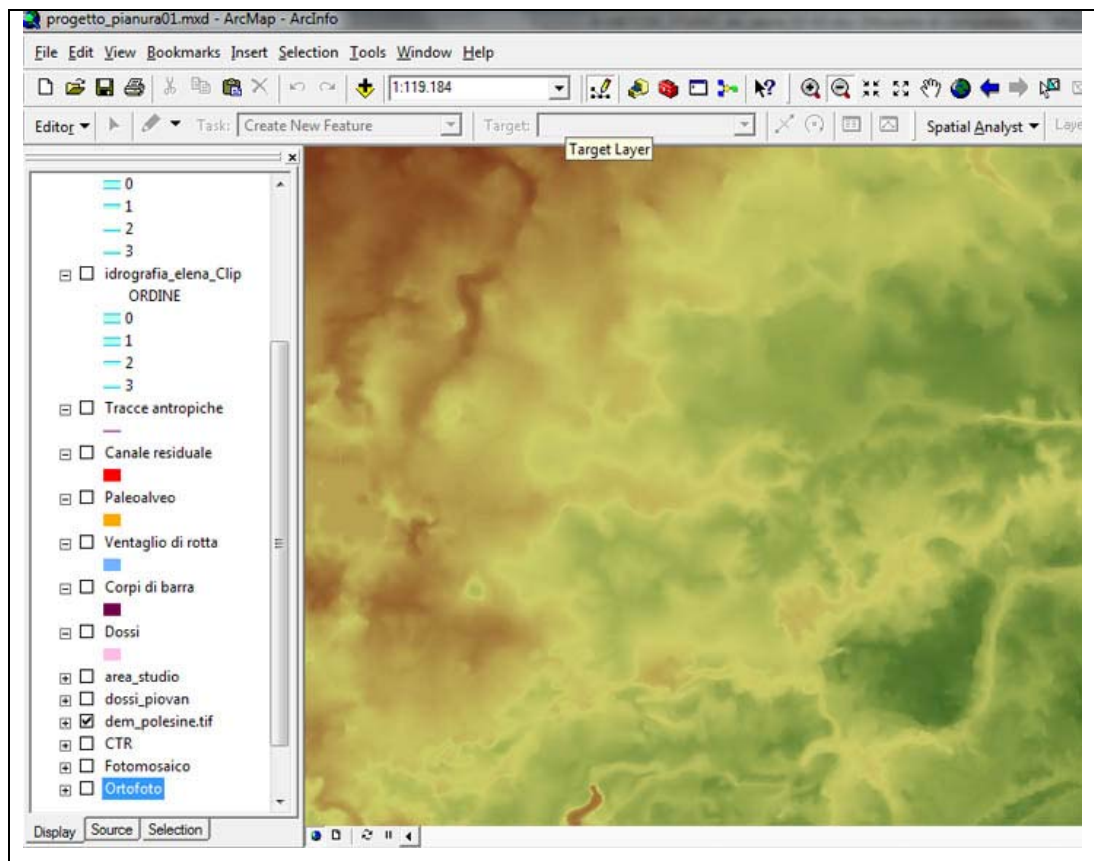


Fig. 6.3 – Particolare del DEM Polesine.

Altri *shapefile* georeferenziati, che sono stati utilizzati a supporto dello studio, e inseriti come dati per la realizzazione della carta, si riferiscono al reticolo idrografico e ai nuclei urbani principali dell'area di studio.

6.2. Carta Geomorfologica: costruzione del GIS

La scelta di produrre una carta geomorfologica tramite l'utilizzo del sistema GIS è dovuta alla maggiore fruibilità che la carta potrebbe avere in vari ambiti; infatti le mappe GIS estendono le funzionalità delle tradizionali carte stampate in vari modi:

- sono multiscala e possono visualizzare automaticamente le informazioni con il livello appropriato di dettaglio mentre si effettuano degli ingrandimenti o delle riduzioni;

- sono interattive ed è possibile lavorare con le sole informazioni di interesse, aggiungendo nuovi livelli informativi quando questi sono disponibili;
- ogni mappa GIS possiede un insieme di strumenti, parte dell'interfaccia grafica dell'utente, che permettono di interagire con il contenuto;
- le mappe GIS possono essere dinamiche, con visualizzazioni animate delle informazioni che variano nel tempo;
- spesso attingono le informazioni da più servizi Web. La capacità di integrare le informazioni e gli strumenti di più fonti è una delle caratteristiche più importanti di un GIS;
- sono flessibili: numerose applicazioni cartografiche GIS offrono una grande varietà di opzioni di sviluppo (ESRI, 2007).

I software GIS sono in grado di analizzare le caratteristiche che vengono descritte da dati geografici congiuntamente ad altre che necessitano di dati alfanumerici. Una delle caratteristiche che distinguono un software GIS da altri di tipo grafico è la capacità di utilizzare in modo integrato dati geografici ed alfanumerici, lavorando con database spaziali sui quali operare vari tipi di analisi più o meno complesse. A ciascuno degli oggetti geografici presenti nel database possono essere associati dati descrittivi, detti attributi, a seconda delle necessità (Migani & Salerno, 2008). Per questo il GIS è uno strumento che gestisce “entità semanticamente consistenti”, al contrario di una cartografia numerica che tratta i dati semplicemente tramite tecnologie informatiche. Caratteristica importante della cartografia numerica è il fatto che non esiste un rapporto semantico tra un oggetto del mondo reale e una primitiva grafica, ma esiste un attributo che indica a quale tipo di oggetto si riferisce il segno grafico.

In questo elaborato si è utilizzata la tecnologia GIS integrando informazioni provenienti da diversi livelli informativi, dove ciascun livello fornisce un tema (descritto da un attributo), e dove i diversi temi sono messi in correlazione. Si utilizzano così i dati geografici (G), gli attributi (A) e gli strati informativi (n) in una relazione che può essere così descritta: $n (G-A)$ (Mogorovich, 2010). Tramite elaborazione con l'ausilio di un software GIS, vengono rappresentati dati di tipo eterogeneo, successivamente interpretati secondo un modello opportuno.

Per costruire il GIS il primo passo è stato quello di utilizzare come base raster georeferenziata (con sistema di riferimento il sistema nazionale Gauss-Boaga fuso est) le CTR (precedentemente citate) a scala 1:10.000 della Regione del Veneto. In seguito si è preparata una legenda, indicando attraverso singoli shapefile le tracce di pertinenza antropica e di origine naturale.

Sono state digitalizzate in seguito tracce antropiche, canali residuali, paleovalvei, corpi di barra, ventagli di rotta e dossi, rappresentate ciascuna con una campitura a colori diversa, e in modo tale che si potesse vedere la sovrapposizione delle tracce e la base cartografica. Per ciascuna forma, inoltre, si è costruita una tabella degli attributi, "Attribute-Table" (Fig. 6.4), dove si è cercato di fornire il maggior numero di dati utili ricavabili dall'osservazione delle immagini.

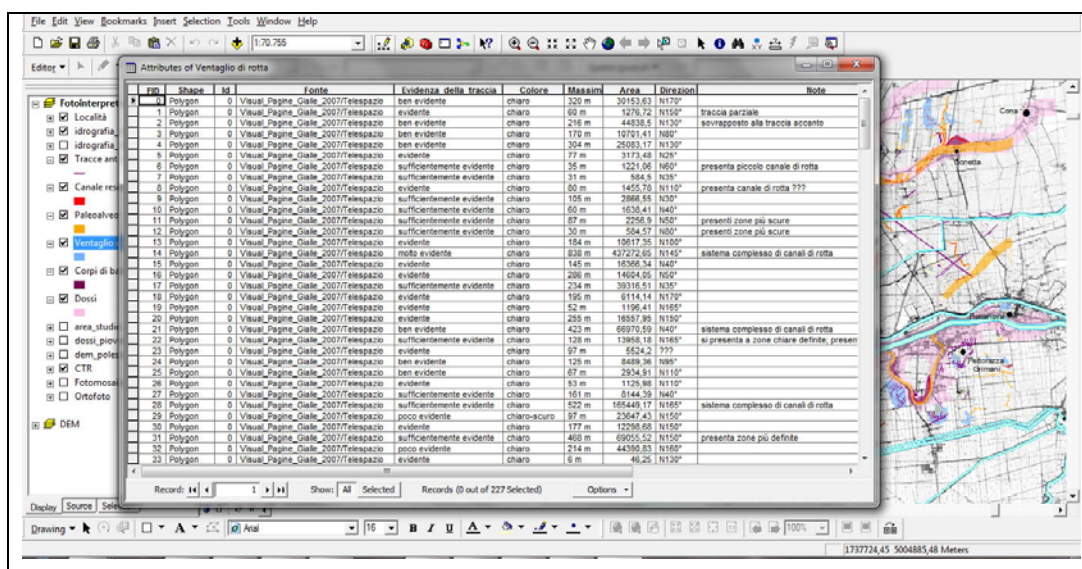


Fig. 6.4 – Esempio di tabella degli attributi (Attributes of Ventaglio di rotta).

In tutte le tabelle costruite si è data indicazione della fonte dalla quale si sono acquisiti i dati, ossia le immagini osservate.

L'evidenza della traccia osservata è un altro carattere che si è determinato, distinguendo in tracce da poco a molto evidenti: tuttavia, anche se tale definizione può apparire alquanto soggettiva, si è cercato di dare un'indicazione sulla visibilità delle tracce nelle immagini. Una caratteristica comune che si è sottolineata nelle tabelle è la tonalità del suolo: chiaro o scuro, ad indicare il tipo

di materiale che costituisce la traccia. Inoltre si è voluta indicare la direzione media delle tracce, per lo più nei casi di maggiore evidenza.

E' presente anche un campo riservato alle note, in cui si annota qualsiasi particolarità o attributo potenzialmente utile. Nel caso delle tracce antropiche la tabella presenta inoltre un campo per distinguere la tipologia delle tracce: tracce attribuibili a parcellizzazione agraria/centuriazione, dove si poteva distinguerne la tipica geometria costituita da più tracce, a contesto viario, quando presenti tracce laterali di fossati più o meno evidenti, non sempre ben visibili o riconoscibili per lo spessore, e tracce incerte. Nella tabella dei paleoalvei si sono fornite indicazioni sul sistema fluviale di pertinenza e sulla tipologia del canale, distinguendo semplicemente in canale multiplo o singolo. Uguale a questa tabella è quella costruita per i canali residuali, in quanto la maggior parte delle volte sono contenuti in paleoalvei. La tabella riguardante i corpi di barra, invece, presenta solo i campi comuni a tutte le altre tracce. Per i ventagli di rotta si sono considerati campi indicanti il massimo sviluppo longitudinale raggiunto dalla forma e l'area interessata. La tabella dei dossi risulta strutturata con campi dove si indicano la fonte dalla quale è stato possibile digitalizzare la traccia, la direzione media prevalente, il sistema fluviale dal quale ogni dosso deriva, l'ultima aggradazione data, la bibliografia dalla quale si sono ricavate le datazioni di queste ultime, e infine, quando riconosciuto in bibliografia, il nome del dosso.

6.3. Telerilevamento: analisi delle forme

6.3.1. Metodologia

Per l'analisi delle forme sul terreno si è fatto riferimento al Ferri (*Ferri & Calzolari, 1989*), mentre per un'analisi di tipo sedimentologico e stratigrafico si sono seguite le definizioni proposte da Ricci Lucchi (1980), Miall (1996) e Nichols (1999).

Secondo Ferri (1989) "lo studio di foto aeree in aree di bassa pianura consiste nell'identificazione di quelle particolari tracce che sono il risultato dei diversi modi in cui le strutture sepolte influenzano alcuni elementi, che a loro

volta reagiscono ai mutamenti naturali con indici rilevabili fotogrammetricamente”.

Inoltre il grado di evidenza della traccia dipende dalla natura e dalla profondità a cui si trova nel terreno la struttura sepolta, da fattori climatici ed ambientali, dalle modalità e dalle condizioni di ripresa delle immagini e anche dall'intervento antropico, che talvolta modifica in modo più o meno consistente le evidenze delle tracce. Le strutture sepolte possono modificare l'aspetto del suolo, variandone il colore, il grado di umidità, la quantità e la tipologia di vegetazione (Fig. 6.5); per questo le tracce vengono classificate in tracce di umidità (*damp-marks*), tracce da vegetazione (*crop-marks*), tracce da alterazione dei suoli (*soil-marks*) e tracce da microrilievo (*shadow-marks*).

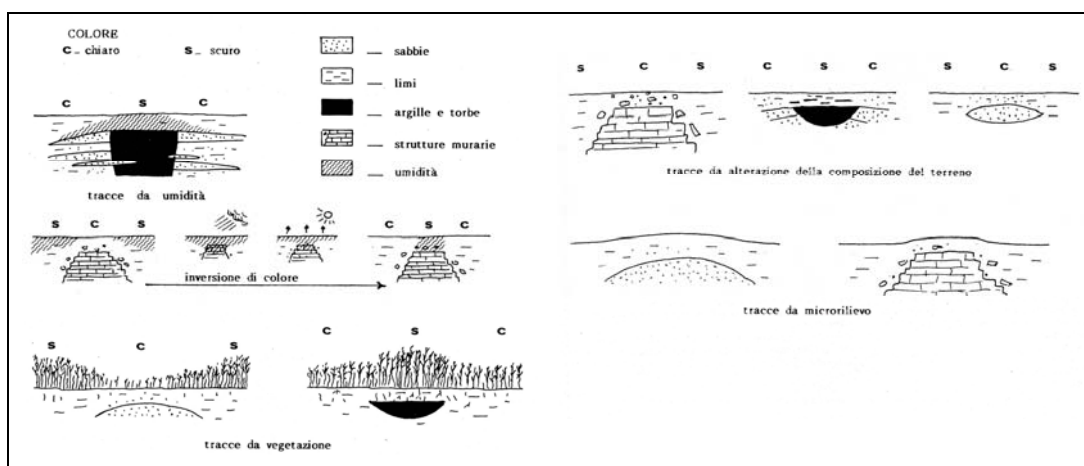


Fig. 6.5 – Natura e genesi di vari tipi di tracce, antropiche e naturali (Ferri, 1989).

Nel riportare le tracce, si è cercato di fare un'interpretazione dei vari elementi osservati, cercando di capire e di distinguere i rapporti di età, poiché il suolo conserva, anche se in modo diverso, tutti i lineamenti. Il primo principio fondamentale è quello della “sovrapposizione”, che definisce un rapporto verticale, secondo il quale ciò che si trova sotto è più antico di ciò che sta sopra. Il secondo principio è quello dello “sviluppo laterale coerente”, che riguarda il rapporto laterale tra le strutture che si sviluppano e progrediscono in aree contigue, ricavandone così una successione diacronica (Ferri, 1989).

Le più comuni tracce osservate nell'area in oggetto si possono dividere in tracce di origine antropica e tracce naturali.

6.3.2. Tracce antropiche

Le strade si presentano solitamente come tracce, per lo più rettilinee, di colore più chiaro rispetto alle zone circostanti, a causa dell'alto potere riflettente dei materiali inerti che le costituiscono, cioè sabbie, ghiaie e ciottoli (Fig. 6.6).

TIPO	SEZIONE	FOTO AEREE	TRACCIATO
1			
2			
3			
4			

1) Strade con fossati laterali; 2) Strade senza fossati laterali; 3) Corso d'acqua affiancato da vie alzaie; 4) Strada parzialmente obliterata.

Fig. 6.6 – Schema esemplificativo dei vari tipi di tracce antropiche riferibili a strade (Ferri, 1989).

Spesso si distinguono perché accompagnate lateralmente da due tracce più scure, indicanti i fossati di scolo, ma a volte si presentano come tracce singole chiare. Fossati e canali si distinguono per il colore più scuro rispetto all'intorno, dovuto ai materiali fini di riempimento come limi e argille ricchi di sostanze organiche. I lineamenti di questo tipo, interpretati come

tracce antropiche relative a viabilità antica sono stati indicati segnando solo gli assi dei due fossati-canali paralleli che delimitano la strada, tralasciando la traccia centrale più chiara. Nel caso di tracce interpretate come antiche strade ma di cui è visibile solo una traccia si è riportato un unico segno in corrispondenza dell'asse stradale. In foto aerea queste tracce appaiono di colore più chiaro rispetto all'intorno, con uno spessore rilevante, e con andamento irregolare, non sempre ben definito, a causa forse di fenomeni di alluvionamento che si sovrappongono.

Centuriazioni e in generale parcellizzazioni agrarie si distinguono in quanto costituiti da perfetti rettifili di canali, scoli, fossati e strade, distribuiti secondo una precisa disposizione ad angolo retto.

6.3.3. *Tracce naturali*

Le tracce presenti, individuate in maggior numero, nell'area sono quelle di paleoalvei, che indicano antichi percorsi d'acqua ora abbandonati. Il loro aspetto in foto aerea è generalmente molto evidente (*Fig. 6.5*): si presentano come fasce più o meno sinuose di colore chiaro, dovuto alla riflettanza dei sedimenti grossolani che costituiscono gli argini naturali. Talvolta sono percorsi all'interno da una o più strisce di colore scuro che rappresentano i canali residuali, aree dell'alveo caratterizzate da deposizione di materiali fini durante le fasi di estinzione del corso d'acqua. Per rappresentare queste due forme si è scelto di seguire dei criteri, che prevedevano di tracciare come "paleoalvei" tutte le strisce chiare, che presentassero un preciso percorso e un'ampiezza più o meno costante; mentre i "canali residuali" sono stati tracciati considerando le strisce scure più sottili, comprese all'interno di queste forme, o comunque all'interno di altre, ad indicare quindi percorsi minori e cronologicamente successivi alla formazione del paleoalveo maggiore.

Le tracce di accrescimento dei meandri sono state rappresentate come "corpi di barra", tracce chiare solitamente a forma di fuso, spesso attraversate da canali residuali, costituite da depositi grossolani.

Un'altra forma molto presente è quella dei "ventagli di rotta", riconoscibili per la geometria tipicamente a ventaglio o a lobo, più o meno sviluppata, che si diparte da un canale di rotta, per il colore generalmente chiaro e per la presenza quasi sempre costante di piccoli canali. Questi si presentano come i paleoalvei, di colore chiaro, ma anche di colore scuro; si dipartono dal corso principale e presentano lunghezze anche considerevoli, nonostante la loro modesta ampiezza, ampliando così l'area interessata dai ventagli di rotta.

Per tracciare i dossi si è utilizzato innanzitutto il DEM associato all'osservazione dell'andamento dei paleoalvei, ma anche dell'idrografia e delle strade attuali, in quanto spesso si impostano lungo percorsi più rilevati.

7. Risultati

Il fine di questa tesi consiste nel produrre una carta geomorfologica interpretativa, tracciando le forme evidenti, proponendone un'interpretazione dove possibile, e di gestire i dati ricavati in un sistema GIS. In questo capitolo si descriveranno le forme individuate, che verranno discusse e interpretate nel capitolo successivo.

7.1. Dossi

Nella carta geomorfologica dell'area, tra le forme individuate, quelle che risaltano maggiormente sono i dossi. Sono stati individuati, con il supporto del DEM e tramite il confronto con i dati in letteratura, vari tratti dossivi, molti dei quali attribuibili a strutture già conosciute e classificate ed altri, ad essi collegati.

Oltre al dosso sul quale scorre l'attuale fiume Adige, si sono riconosciuti altri due tratti dossivi collegati a questo, provenienti dalla sua destra idrografica. Si osserva una traccia proveniente da sud e passante attraverso le località di Mardimago e Saline, che si divide in due rami nei pressi di Saline (Piovan *et al.* 2010). Da qui un ramo si collega all'Adige presso San Martino di Venezze, mentre l'altro presso la frazione di Trona di Sopra. Queste due tracce appartengono ad un dosso maggiore già riconosciuto da più autori tra cui Castiglioni (1978), Marcolongo (1987), Piovan *et al.* (2010), e denominato Po di Saline – Cona (*Fig. 7.1*). Questo dosso si riconosce anche oltre il corso dell'Adige con la medesima direzione del tratto a sud dell'Adige, da Borgoforte sino ad Agna, dove un'altra traccia, qui individuata, con direzione SSO-NNE, prosegue verso Candiana. Ad est di Agna, la traccia dossiva di Saline – Cona prosegue verso Conetta e poi Cona, oltre la quale si dirige verso Chioggia.

Un dosso evidente, proveniente da Tribano, che interessa l'abitato di Agna e che attraversa Bagnoli di Sopra (*Fig. 7.1*), si riconosce sino alla frazione di Olmo di Bagnoli in direzione NO-SE, già definito Adige di Bagnoli (Piovan *et al.*, 2010). Evidente è l'espansione laterale del dosso che si nota nei pressi della

frazione di San Siro. Da questo dosso se ne diparte uno minore presso la frazione Pietra, tra Agna e San Siro, con un breve tratto iniziale con direzione verso sud e, successivamente, cambia direzione verso SO per poi non essere più chiaramente distinguibile.

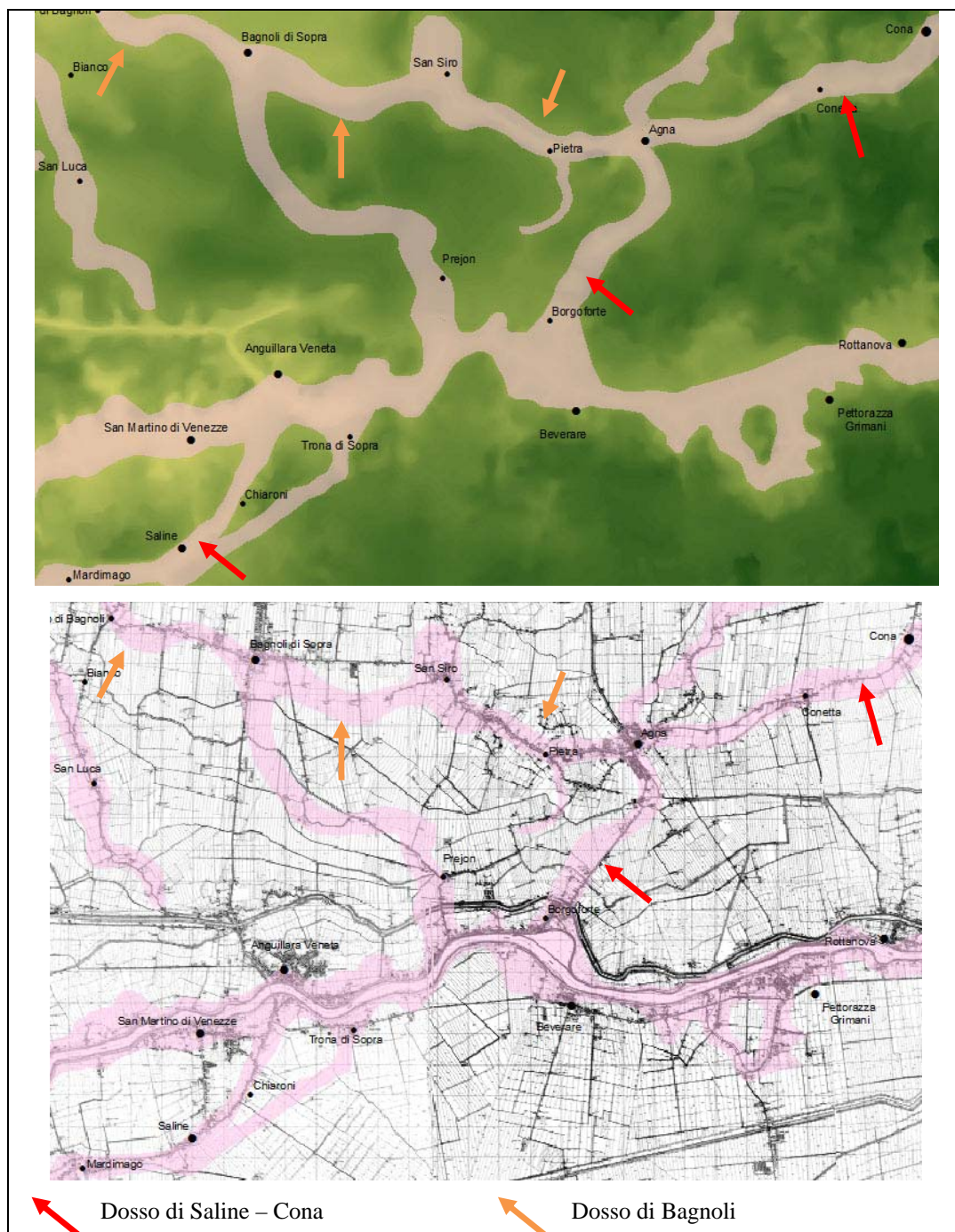


Fig. 7.1 – Dosso Saline – Cona e Dosso di Bagnoli.

Un dosso, individuato in questa tesi, sembra collegare il dosso dell'attuale Adige con il dosso che attraversa Bagnoli di Sopra, quest'ultimo attribuito ad un antico percorso dell'Adige di età tardo romana-alto medioevo (Piovan *et al.* 2010). Questo dosso unisce le tracce del dosso di Bagnoli con quella dell'Adige attuale, passando per Prejon (*Fig. 7.2*), sino ad un'area compresa tra Borgoforte e Trona di Sopra, presso il dosso dell'Adige, seguendo un tracciato prevalentemente di direzione NO-SE e, a metà del suo percorso, presenta per un breve tratto una direzione E-O.



Fig. 7.2 – Dosso di Prejon.

Nella zona a NO dell'area oggetto di studio, un'altra traccia dossiva (*Fig. 7.3*) è ben evidente (in parte già descritta da Piovan, 2008). Questa è suddivisibile in tre rami di direzioni diverse. Un primo dosso di direzione OSO-ENE è stato individuato a sud di Pozzonovo, sino alle frazioni di Fanzaghe e Lagrimana.



Fig. 7.3 – Dosso a sud di Pozzonovo.

Qui si separa in due rami subparalleli, che proseguono verso SE. La diramazione a Ovest, visibile per un breve tratto, percorre un tracciato già individuato in letteratura (Piovan, 2008), di pertinenza atesina e di età non nota. Il dosso a Est attraversa invece la frazione di Bianco e di San Luca con direzione subparallela alla traccia precedente.

7.2. *Paleoalvei e canali residuali*

L'aspetto di paleoalveo più frequentemente riconosciuto è quello a canali ramificati, generalmente di dimensioni non molto importanti riconducibili ad un complesso e ben sviluppato sistema di canali di rotta e per lo più di colore chiaro in foto aerea (Fig. 7.4).

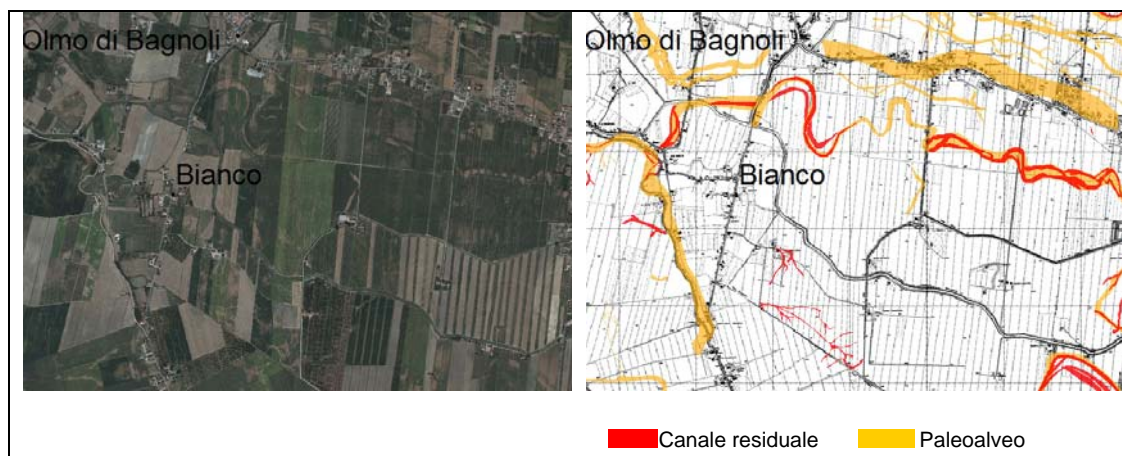


Fig. 7.4 – Tracce di canale fluviale estinto con riempimento prevalentemente sabbioso (paleoalveo) e con riempimento limoso argilloso (canale residuale) a Est di Olmo di Bagnoli.

Si riconoscono quattro direzioni principali individuabili grazie ai canali più evidenti e di dimensioni maggiori, attraverso le quali si possono classificare i paleoalvei in altrettanti gruppi.

Il primo gruppo, con direzione O-E, si imposta in prossimità del percorso dell'Adige attuale e si individua soprattutto nella zona sud-ovest della carta rilevata. Un paleomeandro importante, oggetto di rettifica nel 1783 (Piovan, 2007), è quello presso Pettorazza Grimani, che si imposta proprio sull'omonimo dosso.

Un secondo gruppo di paleoalvei mostra un percorso con direzione NO-SE, localizzati nell'area nord-ovest della carta che si ramificano fino al canale Gorzone, che quasi ne limita l'espansione.

Un terzo gruppo di paleoalvei si è riconosciuto nella porzione centro-orientale della carta e presentano una direzione subparallela a quella dell'Adige nell'ultimo tratto osservato, ma con iniziale andamento ESE-ONO. In particolare in questo gruppo molti paleoalvei di dimensioni rilevanti si impostano sui dossi, ma in alcuni casi si rilevano percorsi con direzioni discordanti.

Infine ad un quarto gruppo, con direzione SSO-NNE, sono riconducibili pochi ma evidenti paleoalvei, che presentano direzione congruente con l'importante dosso Saline - Cona.

Canali che in fotografia aerea appaiono di colore scuro, osservati all'interno di tracce più ampie di colore chiaro, sono stati classificati come canali residuali, in quanto riempiti da materiale argilloso in seguito all'abbandono del corso.

7.3. Corpi di barra

Si presentano come corpi di forma affusolata e di colore chiaro e talvolta come strette e lunghe fasce che seguono la sinuosità del canale, del quale indicano le fasi di accrescimento, contraddistinte da deposizione di materiali grossolani (*Fig. 7.5*). Le forme più sviluppate si trovano lungo i paleoalvei di dimensioni maggiori, in particolare lungo i percorsi del terzo gruppo (seguendo la classificazione data in precedenza, con direzione ONO-ESE).

Numerosi corpi di barra, soprattutto di piccole dimensioni, sono stati riconosciuti inoltre nelle anse dei canali di rotta, in particolare in quelli del secondo gruppo (paleoalvei con direzione NO-SE).

Di dimensioni più rilevanti ma in numero minore, si osservano invece corpi di barra nei paleoalvei del primo gruppo con direttrice parallela all'Adige attuale.

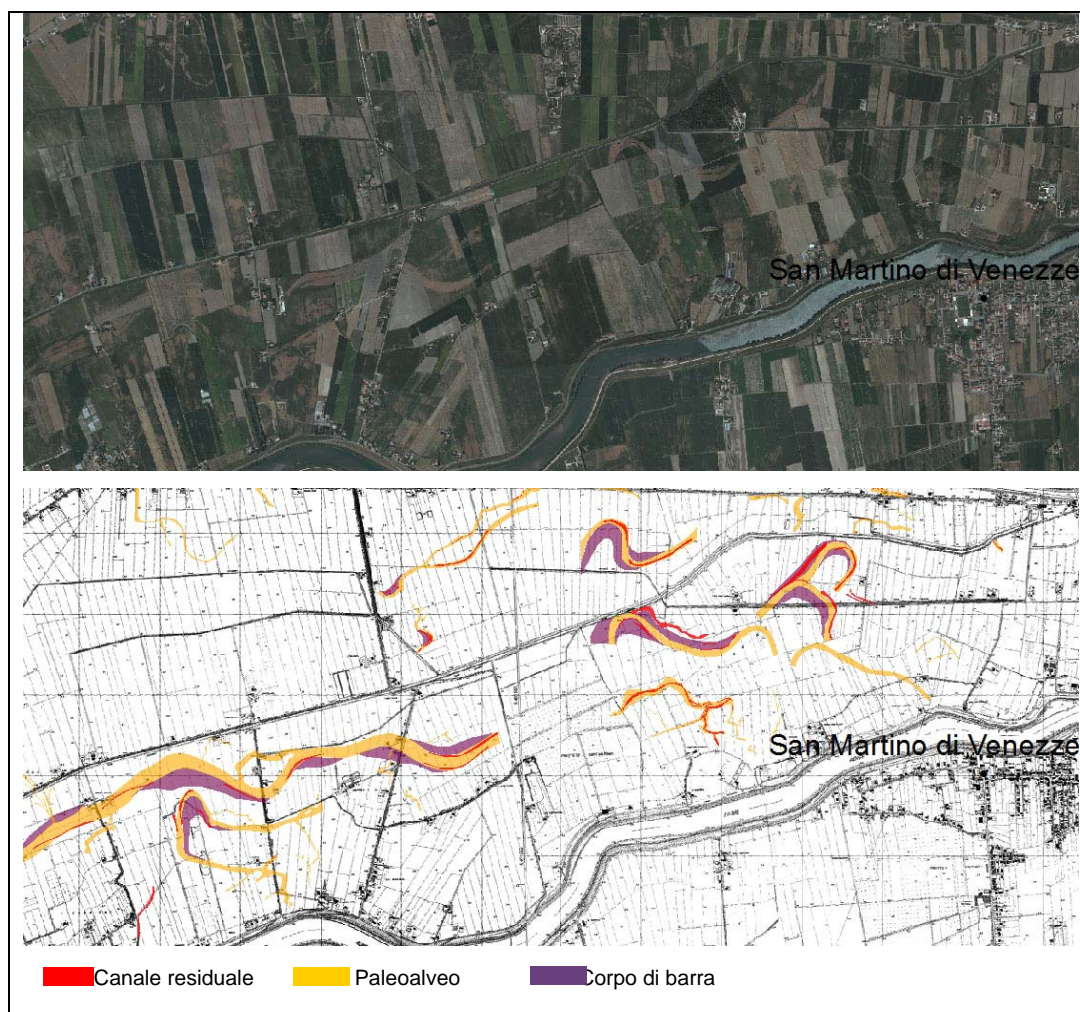


Fig. 7.5 – Corpi di barra a Ovest di San Martino di Venezze.

7.4. Ventagli di rotta

Tracce a forma di ventaglio più o meno regolare, o a forma lobata di colore chiaro, sono state indicate come ventagli di rotta (Fig. 7.6). All'interno di queste forme si possono spesso riconoscere canali di distribuzione, indicati in carta come piccoli paleoalvei. Si osserva inoltre una maggiore frequenza di queste forme di deposizione in particolare nella zona nord-ovest della carta, in cui si hanno ventagli anche di piccole dimensioni.

Nei singoli sistemi di distribuzione, dove si osservano molteplici forme spesso sovrapposte e i cui limiti sono mal definiti, si è preferito comprenderli in un'unica traccia, evitando di costruire delle gerarchie, considerate in questo caso poco utili e visibili, data la scala della carta. Molte tracce qui individuate, anche se

parzialmente visibili, trovano riscontro nello studio di Bondesan (Bondesan *et al.*, 2002), in cui sono state censite numerose rotte dell'Adige in epoca storica. In questo studio Bondesan *et al.* (2002) riconoscono delle coincidenze tra i ventagli di rotta individuati e gli eventi di rotta verificatisi in epoca storica. In questo modo indicano tre cause di rotta: per sormonto, per infiltrazione nel corpo arginale e per sifonamento per fontanazzo e descrivono gli interventi di protezione degli argini che sono stati apportati nel tempo.

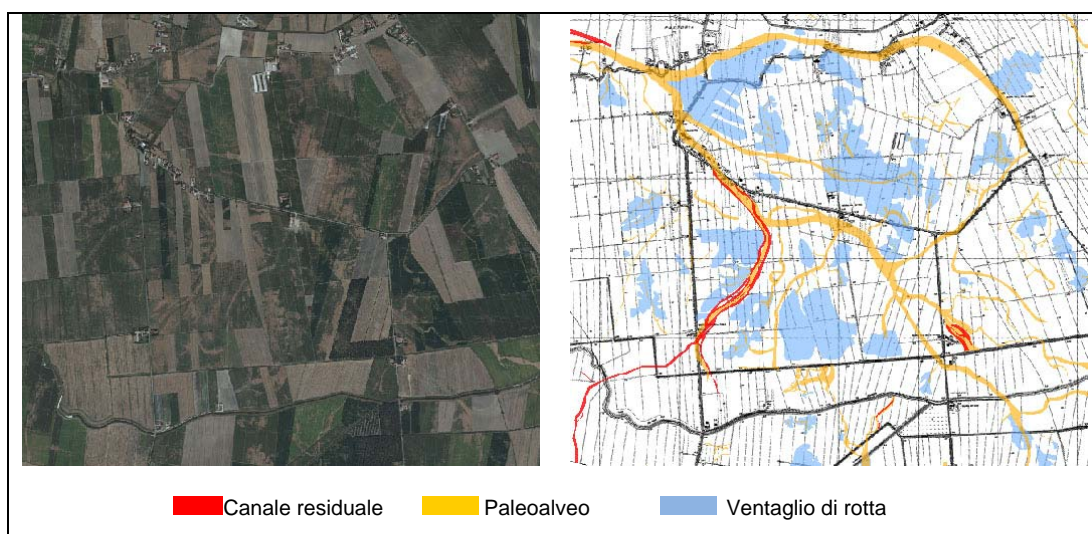


Fig. 7.6 – Ventagli di rotta a Sud di Pozzonovo.

7.5. *Tracce antropiche*

La disposizione generale di queste tracce si osserva essere circa coincidente con la suddivisione in gruppi fatta per i paleoalvei, quindi in quattro aree principali. Tuttavia sono individuabili delle concentrazioni ben definite in zone precise: lungo il dosso a NNO della carta, presso il centro abitato di Fanzaghe; nell'area compresa tra Bagnoli di Sopra ed Agna, dove si riconoscono anche lungo il dosso che da Bagnoli si diparte fino al dosso dell'Adige attraverso Prejon, e che da Agna giunge sino a Borgoforte; nei pressi di Pettorazza Grimani; nella fascia tra Trona di Sopra e la frazione di Beverare (San Martino di Venezze); una piccola concentrazione nelle campagne tra Pozzonovo e Boara Pisani.

Le tracce segnate come lineazioni si presentano di colore sia chiaro che scuro per cui si è cercato di interpretare il loro significato, riconoscendo i materiali di cui sono costituite, in base alla loro riflettanza. Si è tentato in questo modo di distinguere partizioni agrarie da percorsi viari. Tra le molte tracce, generalmente brevi e disposte perpendicolarmente tra loro secondo una geometria regolare, si possono distinguere delle tracce più lunghe, che seguono percorsi lineari e paralleli, generalmente a coppie.

Una di queste coppie individua quella che in letteratura è conosciuta come Via Annia (Fig. 7.7), importante asse viario che collegava i grandi centri urbani di Aquileia, Concordia, Altino e Padova, per proseguire verso Adria o forse verso Bologna (Mozzi & Ninfo, 2009). Nell'area di studio questa doppia lineazione si riconosce nei pressi del centro abitato di Agna, che sembra attraversato per proseguire oltre in direzione NO, mentre a SE si dirige verso il centro di Rottanova. La porzione di via Annia che è visibile nelle foto aeree mostra una larghezza media tra le due tracce di circa 20 metri e un azimuth N135°. Questo tracciato è intersecato nella parte bassa da un'altra lineazione doppia, anche questa definita in letteratura come “*Decumanus maximus*” (Peretto, 1986; tav.8 in Bondesan et al, 2010), con una larghezza tra le due tracce che la delimitano di circa 32 metri e un azimuth N45°.

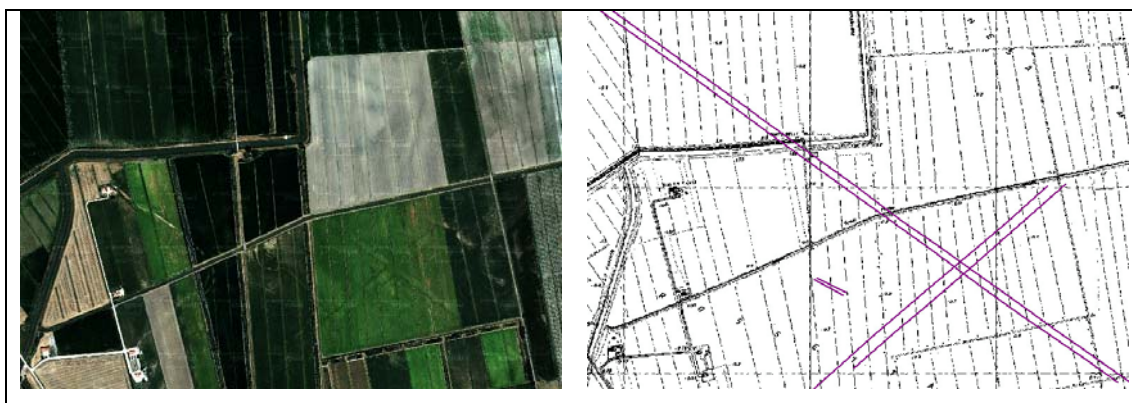


Fig. 7.7 – Via Annia e Decumanus Maximus a SE di Agna.

Nei pressi di Pettorazza Grimani si riconosce parzialmente il tracciato viario, di forma poligonale, che circonda il dosso del paleomeandro dell'Adige moderno (Fig.7.8). Questo tracciato si riconosce grazie ai fossati e canali di scolo

che lo delimitano, e anche per la presenza delle suddivisioni agrarie moderne che ne evidenziano i limiti (Peretto, 1986; Piovan, 2008).



Fig. 7.8 – Tracce antropiche antiche in corrispondenza del paleomeandro di Pettorazza Grimani.

Un'altra struttura particolare si individua nelle campagne tra la frazione di San Siro e Agna, caratterizzata da linee parallele disposte a formare un pentagono non completamente visibile (*Fig. 7.9*).



Fig. 7.9 – Traccia antropica antica a forma pentagonale a NO di Agna.

Talvolta si osserva che le tracce riferibili ad un antico sistema di parcellizzazione agraria ricalcano la medesima disposizione delle parcellizzazioni attuali, anche se spesso non coincidono perfettamente.

8. Discussione dei risultati

Una prima interpretazione, legata alla necessità di definire i criteri di organizzazione e gestione dei dati rappresentati nella carta geomorfologica realizzata, è stata eseguita durante la digitalizzazione delle forme.

Per distinguere i paleoalvei dai canali residuali si è deciso di considerare le caratteristiche geometriche e il colore che le forme presentano. Sono stati riconosciuti canali singoli e multipli. I canali singoli hanno dimensione maggiore e andamento ben definito, solitamente sinuoso, mentre i canali multipli presentano un canale principale maggiore dal quale si dipartono spesso numerosissimi canali minori, a costruire una fitta rete di distribuzione che si espande talvolta anche considerevolmente. Questa configurazione a paleoalvei e canali induce a pensare ad una vasta zona di distribuzione, che si diparte da canali principali e che crea una piana alluvionale occupata da numerosi ventagli di rotta, più o meno estesi.

Mettendo a confronto gli *shapefile* delle forme digitalizzate dalle immagini con il DEM si ottiene una conferma che le zone interessate dai fenomeni di rotta sono effettivamente localizzate nelle aree altimetricamente depresse e che i canali distributori, con le loro diramazioni, si dipartono da zone più rilevate, corrispondenti ai dossi precedentemente individuati e descritti. I dossi, delimitanti queste aree alluvionali depresse, indicano i tracciati fluviali pensili che si sono impostati in passato come antichi corsi dell'Adige e del Po. Studi stratigrafici, sedimentologici e petrografici si potrebbero applicare a questi tratti dossivi, di origine ed età ancora incerta. In questi casi sarebbe utile individuare dei punti precisi in cui effettuare dei transetti, studiarne le sezioni stratigrafiche e determinare il contenuto petrografico delle sabbie.

8.1. Dossi del Po in destra Adige attuale

Con l'ausilio del DEM è stato individuato un dosso secondario del dosso Saline-Cona (Piovan *et al.*2010), che si stacca nei pressi di Saline (*Fig. 7.1*). Questo dosso, indicato come dosso di Chiaroni, si dirige verso l'Adige, quasi parallelo al corso principale che giunge a San Martino di Venezze, ma nei pressi di Trona di Sopra diminuisce di quota disperdendosi e confondendosi con il dosso dell'Adige attuale.

Durante la fotointerpretazione è stato individuato un paleoalveo di grandi dimensioni, con un sistema di canali residuali e di corpi di barra ben evidenti, il cui percorso si imposta, nella parte meridionale, proprio sul dosso di Chiaroni, ma prosegue poi in direzione NNE verso l'Adige. Osservando attentamente il DEM, si nota che questo paleoalveo segue una direzione ben precisa al di sopra di un traccia dossiva di quota inferiore e poco evidente, che sembra congiungere il ramo secondario di Chiaroni con il dosso dell'Adige attuale in località Beverare (a ovest di Pettorazza Grimani). La traccia maggiore del dosso Saline-Cona, passante per San Martino di Venezze, riprende la sua direzione verso NNE a Borgoforte dopo aver probabilmente seguito un percorso O-E, ora ripreso dal corso dell'Adige attuale.

Nella carta geomorfologica si è preferito far terminare il ramo secondario in località Trona di Sopra anziché a Beverare, per la maggiore evidenza della traccia sino a quel punto.

8.2. Dossi dell'Adige e del Po in sinistra Adige attuale

Il dosso atesino attraversa completamente l'area di studio con direzione OSO-ENE interessando il tratto compreso tra Boara Pisani e Pettorazza Grimani. Lungo questo percorso, che presenta sezioni del dosso che arrivano a 300-500 m di larghezza, si riconoscono, oltre all'importante paleomeandro di Pettorazza Grimani, numerosi eventi di rotta, anse fluviali rettificata in epoca storica (Bondesan *et al.*, 2002) e alcuni paleoalvei con direzione subparallela al dosso dell'Adige, visibili nel settore sud occidentale della carta.

Il dosso identificato già come dosso del Po di Saline – Cona (Piovan *et al.*, 2010) viene attraversato dall'attuale Adige, che ne riprende parte del percorso tra Anguillara Veneta e Borgoforte (Fig. 7.1). Il dosso di Saline-Cona prosegue poi verso Cona, attraversando Agna. Questa traccia dossiva che da Borgoforte si dirige verso Agna è un tratto del dosso proveniente da Rovigo il quale è definito da Castiglioni “ramo più settentrionale del Po” (Castiglioni, 1978). Da Agna questo dosso prosegue in direzione ENE verso Cona (Fig. 8.1) ed è caratterizzato dalla presenza di un evidente paleoalveo, con canali residuali e corpi di barra. Tra i centri urbani di Agna e Cona, da quest'ultimo paleoalveo si diparte un ramo fluviale di direzione circa SSO-NNE, che uscendo dalla traccia dossiva principale potrebbe riprendere la traccia di un altro dosso di rilevanza altimetrica minore nella stessa direzione.

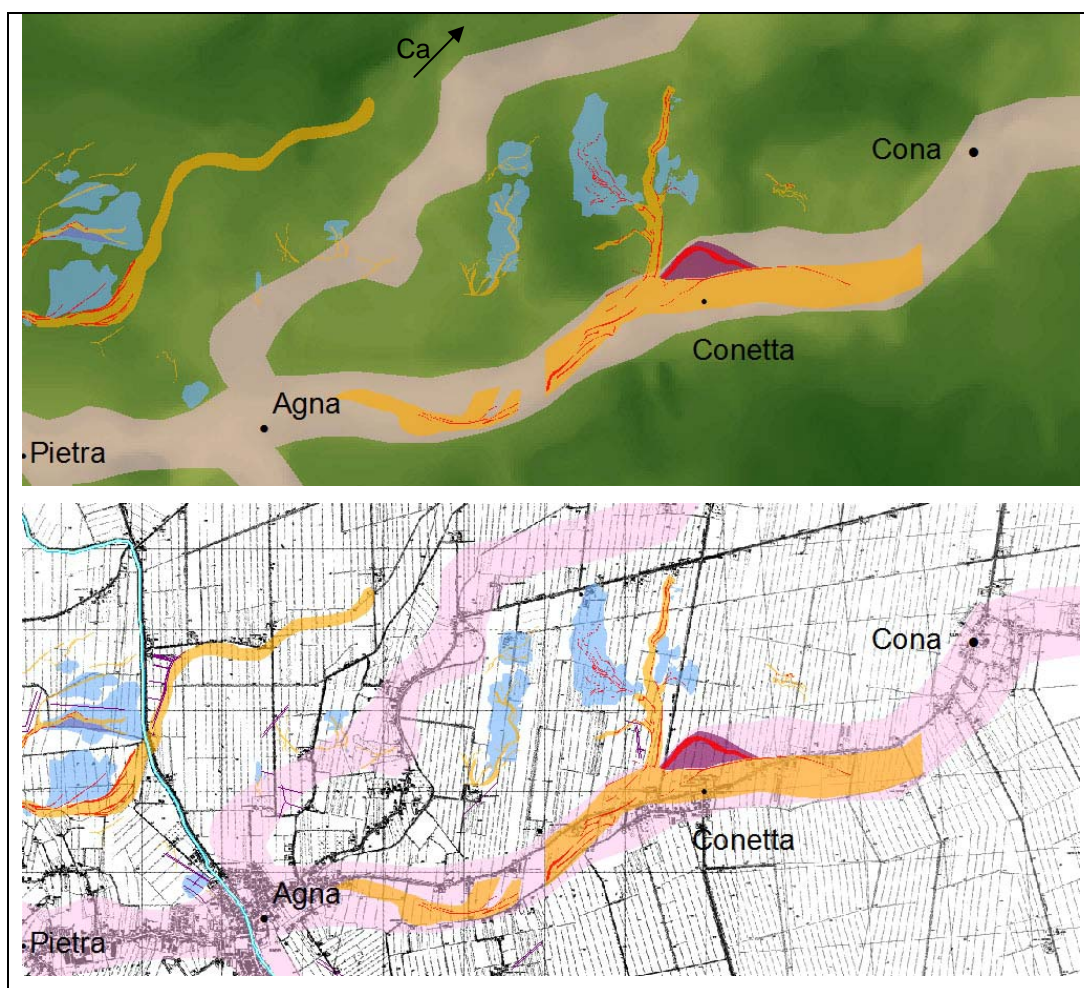


Fig. 8.1 – Sistema dossivo tra Agna e Cona.

Per poter attribuire con certezza e datare questo dosso secondario si potrebbe effettuare un transetto trasversale alla traccia.

Un dosso minore, si sviluppa da Agna in direzione NE verso Candiana (*Fig. 8.1*) e presenta un rilievo relativamente basso. Anche in questo caso il dosso è già stato individuato (Piovan, 2008), ma non si sono ancora effettuati sondaggi e datazioni. I dati così ottenuti sarebbero utili per determinare il sistema fluviale di appartenenza dimostrando o meno se questa traccia sia una diramazione del dosso di Saline – Cona o un dosso relativo all'Adige.

Ad Agna, il dosso di Saline – Cona si congiunge con quello di Bagnoli (Piovan *et al.*, 2010), proveniente da nord-ovest (*Fig. 7.1*), di pertinenza atesina e di età preromana (Marcolongo, 1987; Piovan *et al.*, 2010). Tale dosso è visibile a partire dalla frazione di Olmo di Bagnoli, dove inizia l'area di studio.

Importanti sono i dati ottenuti tramite la datazione radiometrica e lo studio delle sabbie (Castiglioni, 1995). Risulterebbe infatti che il dosso di Bagnoli sia contemporaneo al dosso di Saline – Cona, ma con una componente tipica dell'Adige. Caratteristici sono i sistemi dei paleoalvei visibili lungo il dosso di Bagnoli di cui individuano il percorso principale e ampi ventagli di rotta che indicano lo sviluppo di eventi di esondazione e di rotta nelle zone adiacenti.

In questo studio è stata individuata una traccia dossiva secondaria, poco marcata che da Bagnoli si stacca dal dosso atesino, attraversa il centro abitato di Prejon e che si congiunge al dosso dell'Adige attuale tra Anguillara Veneta e Borgoforte. Per questo dosso, che si potrebbe denominare “dosso di Prejon” (*Fig. 7.2*), si potrebbero effettuare sezioni stratigrafiche per comprenderne la pertinenza e il momento dell'ultima fase di aggradazione. Interessante è anche l'andamento del suo percorso, che si sviluppa per lo più lungo un asse NNO-SSE, con l'eccezione della zona centrale dove con un brusco cambiamento assume un andamento E-O.

Analizzando il DEM, si è individuata una traccia dossiva di pertinenza atesina con una direzione principale proveniente da Solesino e che si dirige poi verso la frazione di Lagrimana, a sud di Pozzonovo (*Fig. 7.3*). Da qui si dipartono due rami trasversali: il primo passa per le frazioni di Bianco e San Luca, sino ad

interrompersi nei pressi del canale Gorzone; il secondo si sviluppa da Fanzaghe in modo parallelo al primo, sino all'altezza di San Luca dove si interrompe la traccia. Si potrebbe supporre un collegamento tra queste due tracce dossive nei pressi della località di San Luca, se si considera la traccia del dosso individuato in studi precedenti (Marcolongo, 1987; Piovan, 2008), che giunge da Pozzonovo e attraversa Fanzaghe. Questo dosso, definito di Pozzonovo (Bondesan *et al.*, 2010), di direzione NO-SE e di pertinenza atesina, è parzialmente ripreso dai due dossi precedentemente descritti. Il dosso principale di direzione SO-NE e passante per Fanzaghe e Lagrimana, da cui si dipartono le due diramazioni, sembra provenire da Solesino, dove è stata riconosciuta un'altra traccia dossiva, di un antico corso dell'Adige (Marcolongo, 1987). Anche in questo caso sarebbero utili degli studi sul terreno, in punti particolarmente significativi per avvalorare tali ipotesi e per determinare oltre all'ultima aggradazione anche il sistema fluviale di appartenenza.

8.3. Considerazioni sulle tracce antropiche antiche

Dalle osservazioni fatte sulle tracce antropiche antiche visibili nel fotomosaico, risulta innanzitutto che esse si concentrano per lo più nelle aree intradossive, (*Fig. 8.2*).

In queste aree si sono riconosciute molte tracce riconducibili a parcellizzazioni agrarie, riconoscibili per la loro geometria spesso ortogonale o con angolazione comunque regolare. Sono state riconosciute anche alcune tracce connesse ad antichi ed importanti percorsi viari (Via Annia e Decumano Massimo della Centuriazione di Villadose (Peretto, 1986).

Tutte queste tracce non sono sempre continue e spesso appaiono interrotte, specie in corrispondenza dei dossi. Qui la causa della scarsa visibilità o dell'assenza di queste lineazioni è dovuta a fenomeni naturali, come eventi di esondazione che hanno portato, in epoche successive alle tracce, all'aggradazione dei dossi e alla conseguente ricopertura delle tracce antropiche stesse.

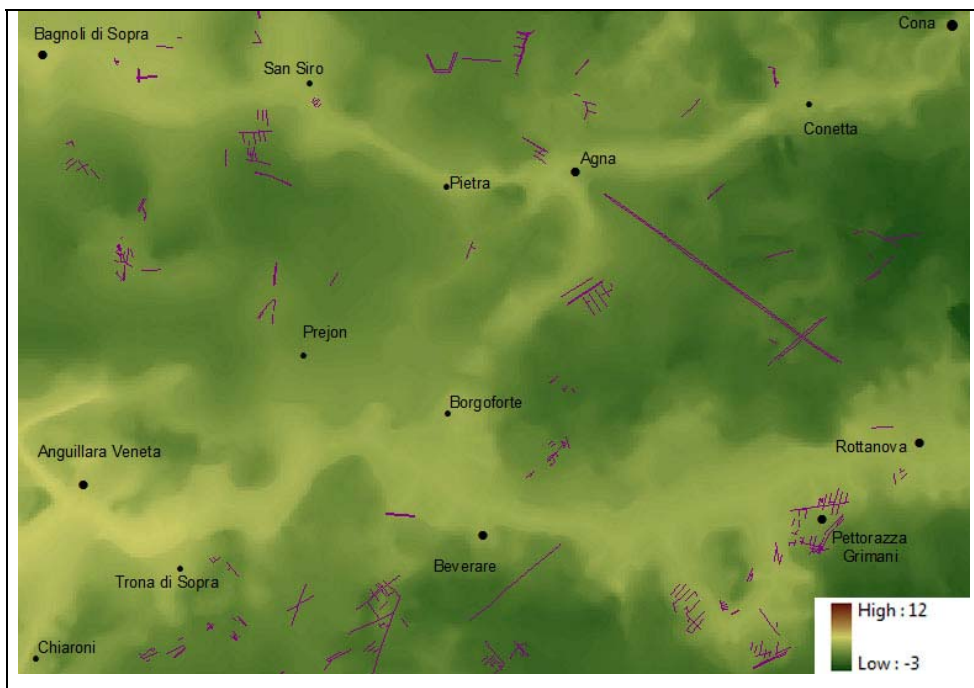


Fig. 8.2 – DEM e tracce antropiche.

Si osservano anche interventi recenti dell'uomo, come le arature e le migliorie fondiari che, rimaneggiando il terreno, talvolta anche molto in profondità, contribuiscono ad alterare e in alcuni casi a cancellare completamente le tracce antropiche antiche.

9. Conclusioni

L'obiettivo di questo studio è stato quello di redigere una carta geomorfologica tramite l'acquisizione da fotointerpretazione di dati gestiti da un sistema GIS. Si è così ottenuta una carta interpretativa, dove sono state individuate numerose forme, alcune già riconosciute in studi precedenti ed altre invece non ancora cartografate.

La digitalizzazione delle forme è stata quindi affiancata dalla costruzione e dalla gestione di un database geografico con tutti i dati desunti dall'osservazione delle forme e con quelli ricavati dalla letteratura. Tutti i dati raccolti nel database sono quindi georeferenziati e si riferiscono alle varie forme riconosciute, che si distinguono per le caratteristiche geometriche, litologiche e ai dati storici ricavati dalla letteratura esistente. Questo database potrà essere utilizzato non solo come *data base* sviluppabile in futuro per altre aree di studio ma anche semplicemente impiegato in altri studi che utilizzino la piattaforma GIS e che si sviluppino nella stessa area di studio.

In carta è stato possibile riconoscere una corrispondenza tra direzioni di dossi e direzioni di paleovalvei con loro relative strutture associate (canali residuali e corpi di barra). Alcuni paleovalvei di dimensioni maggiori insistono sopra i dossi (*Fig. 9.1*).

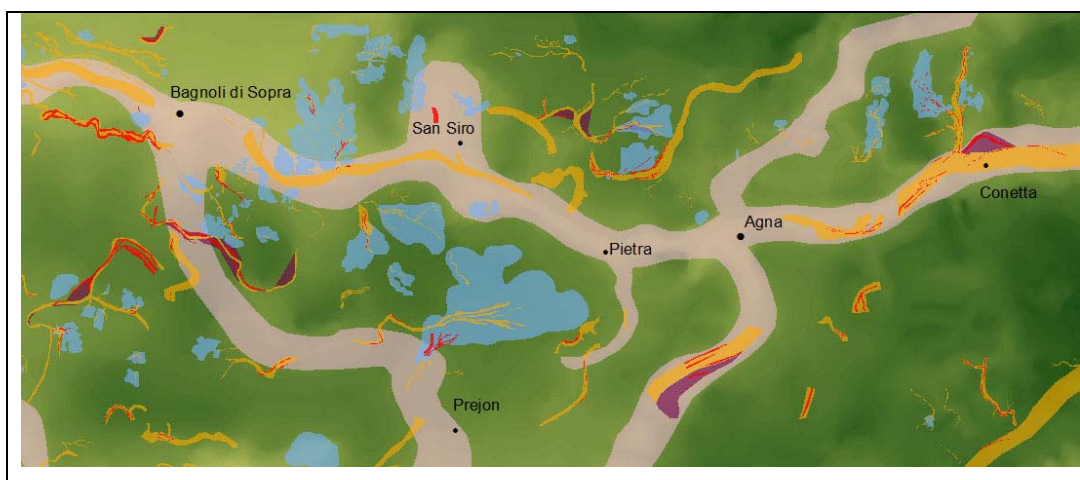


Fig. 9.1 – Associazione dossi-paleovalvei.

Questa configurazione fa supporre che questi paleovalvei siano gli antichi corsi fluviali che hanno generato questi dossi. Infatti queste strutture dossive si formano per successive esondazioni dei corsi d'acqua, con conseguente aggradazione degli argini naturali e deposizione dei sedimenti al di fuori dal loro alveo. Dato il legame diretto tra paleovalvei e dossi, queste forme sono state identificate in 4 gruppi, distinti per direzione. Ai gruppi dei paleovalvei e dossi sono stati associati i relativi ventagli di rota.

Il rilevamento geomorfologico in pianura presenta maggiori difficoltà nel riconoscere le forme rispetto a quelle che si possono incontrare nello studio della geomorfologia in ambiente montano o pedemontano. Le problematiche che il rilevatore incontra sono legate alla morfologia piatta ed uniforme che non esalta le strutture geomorfologiche, con conseguente difficoltà nell'individuare affioramenti adatti alle indagini. Per questo motivo la fotointerpretazione e l'utilizzo dei DEM acquistano un'importante ruolo nella redazione della cartografia geomorfologica di pianura.

Tuttavia, uno studio geomorfologico e paleoidrografico il più possibile completo necessita, oltre che di un'analisi fotointerpretativa (che offre un modello preliminare della geomorfologia dell'area) anche di studi approfonditi di campagna e di laboratorio (ad esempio per riconoscere la precisa pertinenza di un paleovalveo ad un sistema fluviale o il periodo di ultima aggradazione di un dosso).

Per giungere a un quadro completo dell'assetto geomorfologico dell'area sarebbe necessario eseguire numerose trincee e sezioni stratigrafiche in punti precisi individuati, considerati adatti a risolvere problematiche incontrate durante le fasi di studio preliminari (fotointerpretazione). La fase di laboratorio successiva potrebbe prevedere analisi petrografiche sulle sabbie per capire il sistema fluviale di appartenenza e infine analisi radiometriche per stabilire l'età di eventuali depositi organici nel record stratigrafico, che possano datare le fasi di attività dei vari paleovalvei.

Con tali analisi di dettaglio si potrebbe, ad esempio, determinare l'origine del dosso di Prejon che da Bagnoli di Sopra si ricongiunge all'Adige attuale. Si

potrebbero eseguire tre sezioni stratigrafiche: una sul tratto che da Bagnoli di Sopra si dirige in direzione NNO-SSE, un'altra sul tratto O-E e una terza sul tratto che attraversa Prejon verso SSE. In questo modo si potrebbero definire età e pertinenza di questa forma al sistema fluviale del Po o dell'Adige (Fig. 9.2)

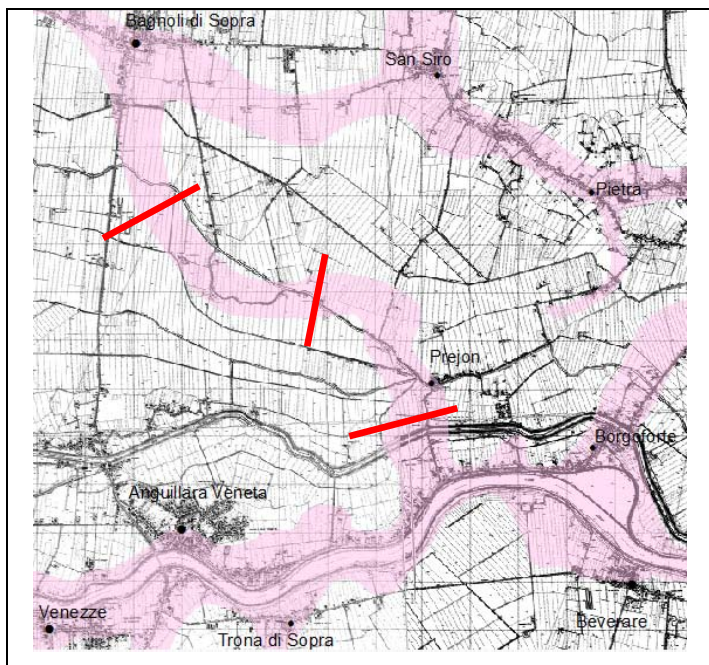


Fig. 9.2 – Ipotesi di possibili sezioni stratigrafiche per il dosso di Prejon.

Lo stesso procedimento si potrebbe applicare alla struttura dossiva che, nel settore NO della carta, si dirama in due direzioni. In questo caso sarebbe utile capire se i due rami paralleli sono coevi con quello da cui si dipartono e se appartengono tutti allo stesso sistema fluviale (Fig. 9.3).

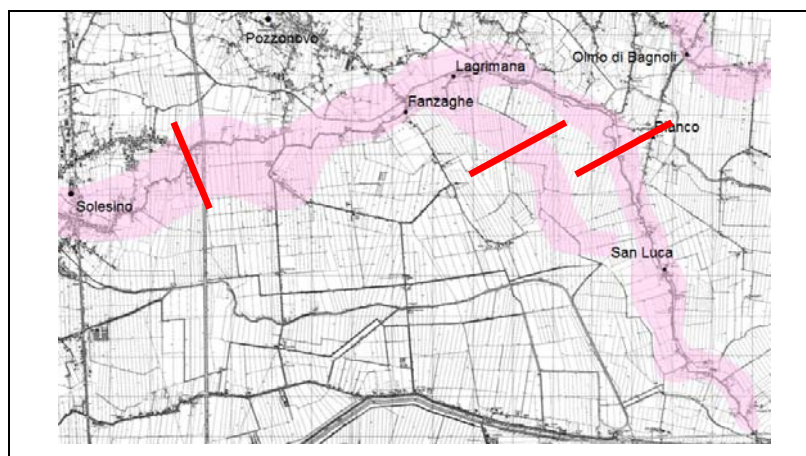


Fig. 9.3 – Ipotesi di possibili sezioni stratigrafiche nel settore NO dell'area (dosso a sud di Pozzonovo).

Un altro punto importante degno di un ulteriore studio, si trova nel centro di Agna (Fig. 9.4).

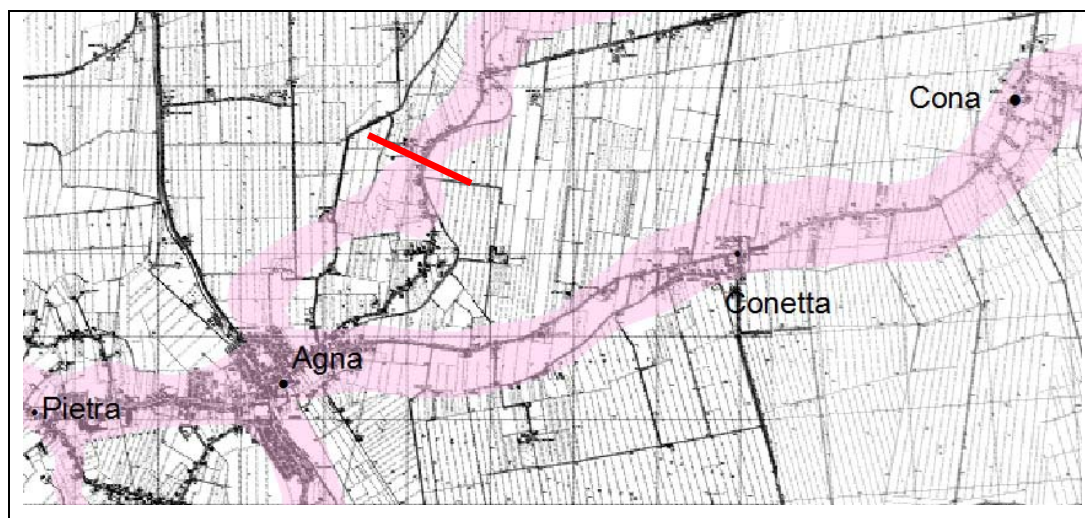


Fig. 9.4 – Ipotesi di possibili sezioni stratigrafiche per il dosso da Agna verso Candiana.

Qui si intersecano quattro dossi, tre dei quali già studiati e classificati e quindi utilizzabili come riferimento. Il dosso che si diparte verso la località di Candiana, già localizzato in Piovan (2008), tuttavia non è stato né classificato né datato. Lo studio di nuove sezioni trasversali al dosso che da Agna si diparte in direzione NE e il confronto con i dati esistenti in bibliografia, riferiti agli altri due dossi (di Saline-Cona e di Bagnoli), permetterebbero di capire il significato di questo incrocio/snodo di importanti dossi fluviali.

In conclusione, dall'osservazione della carta geomorfologica che è stata prodotta, si conferma che l'area studiata era una vasta piana alluvionale, con un fitto sistema di paleoalvei e canali di rotta. Inoltre, come rappresentato in carta questa zona è stata sin dall'epoca antica sede di insediamenti antropici e di attività agricole e nel tempo sono stati effettuati numerosi interventi di rettifica e costruzione di canali di scolo e di raccolta delle acque.

Per quanto riguarda il rischio esondazione, secondo Bondesan *et al.* (2002), lungo il corso inferiore dell'Adige si è registrato un aumento delle rotte per filtrazione arginale e per fontanazzo e le esondazioni sono divenute sempre più violente, interessando aree sempre più vaste. Sono risultate evidenti le relazioni tra le rotte storiche e recenti con le strutture geomorfologiche che interessano il

corso fluviale, in particolare i paleoalvei, le antiche anse e i ventagli di rotta, la conformazione dell'alveo e i lavori eseguiti (Bondesan *et al.*, 2002). La relazione tra strutture geomorfologiche e rotte fluviali risulta spiegabile considerando che queste sono in gran parte formate da sedimenti relativamente grossolani e altamente permeabili che possono essere sede di infiltrazioni o di locali circolazioni sotterranee.

Nell'ottica della mitigazione del rischio idrogeologico, tema di sempre più attuale importanza, si possono utilizzare le forme e strutture definite in dettaglio nella carta geomorfologica dell'area studiata, per poter valutare quelle che potrebbero essere vie preferenziali di infiltrazione. Fenomeni di infiltrazione possono verificarsi al di sotto degli argini che così vengono indeboliti, provocando possibili rotte per sifonamento per fontanazzo dei corsi d'acqua, soprattutto pensili, durante periodi di abbondanti precipitazioni. Uno studio più approfondito di tipo sedimentologico e geotecnico localizzato in prossimità di queste strutture a rischio infiltrazione potrebbe essere utile nella pianificazione urbanistica e nella progettazione ed esecuzione di opere di sistemazione idraulica e difesa idrogeologica.

10. Bibliografia

- AMOROSI A., CENTINEO M.C., COLALONGO M.L. & FIORINI F. (2005) – *Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy*. *Marine Geology*, vol. 222-223, pp. 7-18.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., FIORINI F., FUSCO F., PASINI G., SARTI G. & VAIANI S.C. (2004) – *Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150 ky core records*. *Glob. Planet. Change*, vol. 40, pp. 55-78.
- ARPAV (2005) – *Carta dei Suoli del Veneto – Note illustrative*. Treviso, ARPAV, pp. 46-73; 76-91; 94-96; 307-331.
- ARPAV (2006) – *Applicazione dell'indice biotico esteso (I.B.E.) nel bacino scolante nella laguna di Venezia – Relazione riassuntiva anni 2000 – 2004*. ARPAV, pp. 41-43.
- BALISTA C. (2005) – *Il territorio cambia idrografia: la Rotta della Cucca*. In LEONARDI G. & ROSSI S. (a cura di) *Archeologia e idrografia del Veronese a cent'anni dalla deviazione del fiume Guà (1904-2004)*. Atti della Giornata di Studi "La Necropoli del Fiume Nuovo". Cologna Veneta. Saltuarie dal laboratorio del Piovego, vol. 6, pp.55-86.
- BASSAN V. & VITTURI A. (2003) – *Studio Geoambientale del territorio provinciale di Venezia, parte centrale*. Provincia di Venezia, pp. 9-60.
- BERENDSEN H.J.A. & STOUTHAMER E. (2000) – *Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 161, pp. 311-335.
- BONDESAN A., FONTANA A., MOZZI P., PIOVAN S. & PRIMON S. (2010) – *La geomorfologia del territorio dell'Annia*. In ROSADA G., FRASSINE M., GHIOTTO A.R. (a cura di) *...viam Anniam influentibus palustribus aquis eververatam...* Progetto Via Annia, Treviso, ed. Canova, pp. 25-36.
- BONDESAN A., MENEGHEL M. (2004) – (a cura di) *Geomorfologia della provincia di Venezia*. Padova, Ed. Esedra.

- BONDESAN M., CAMASSI R., TCHAPRASSIAN M. (2002) – *Individuazione delle zone di rotta nel corso inferiore dell'Adige: il contributo di dati geologici, geomorfologici e storici*. Mem. Sc. Geol., vol. 54, pp. 73-86.
- BONDESAN M., FAVERO V. & VINALS M.J. (1995) – *New evidence of the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene*. Quaternary International, vol. 29-30, pp. 105-110.
- CANALI G., CAPRARO L., DONNICI S., RIZZETTO F., SERANDEI-BARBERO R. & TOSI L. (2007) – *Vegetational and environmental changes in the eastern Venetian coastal plain (Northern Italy) over the past 80,000 years*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 253 (3-4), pp. 300-316.
- CARBOGNIN L. & TOSI L. (2003) – *Il progetto ISES per l'analisi dei processi di intrusione salina e subsidenza nei territori meridionali delle provincie di Padova e Venezia*. C.N.R. Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, pp. 16-21.
- CASTELLARIN A. VAI G.B. & CANTELLI L. (2005) – *The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: A Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone*. Tectonophysics, vol. 414, pp. 203-223.
- CASTIGLIONI G.B. (1978) – *Il ramo più settentrionale del Po. nell'antichità*. Atti e Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., vol. 90 (3), pp. 157-164.
- CASTIGLIONI G.B. (1995) – *Risultati preliminari del nuovo rilevamento geomorfologico della pianura padana*. In CASTIGLIONI G.B. & FEDERICI P.R. (a cura di) *Assetto fisico e problemi ambientali delle pianure italiane*. Memorie Società Geografica Italiana, 53, pag. 52.
- CASTIGLIONI G.B. (2001) – *Response of the fluvial system to environmental variations*. In CASTIGLIONI G.B. & PELLEGRINI G.B. (a cura di) *Illustrative notes of the Geomorphological Map of Po Plain (Italy)*. Geografia Fisica e Dinamica del Quaternario, suppl. 4, pp. 165-188.
- CASTIGLIONI G.B. & PELLEGRINI G.B. (2001) – *Note illustrative della carta Geomorfologica della Pianura Padana*. Comitato Glaciologico Italiano, 207 pp.

- DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2003) – *Geological outline of the Alps*. Episodes. vol. 26 (3). pp. 175-203.
- DAL PRÀ A., GOBBO L., VITTURI A., ZANGHERI P. (2000) – *Indagine Idrogeologica del Territorio provinciale di Venezia*. Provincia di Venezia, pp. 23-27.
- ESRI (2007) – *ArcGIS 9. Cos'è ArcGIS 9.2?* ESRI Italia S.p.A.
- FAO (1998) – *World Reference Base for Soil Resources*. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- FERRI R. (1989) – *Metodologie di studio delle foto aeree nelle ricerche archeologiche e paleoambientali relative alla Bassa Padana e al delta del Po*. In Ferri R., Calzolari M. *Ricerche archeologiche e paleoambientali nell'area padana: il contributo delle foto aeree*. S.Felice sul Panaro (MO), Gruppo Studi Bassa Modenese, pp. 15-35.
- FANTONI R. & FRANCIOSI R. (2010) – *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland* Rend. Fis. Acc. Lincei 21 (Suppl. 1): pp. 197-209.
- BULLO P. & DAL PRÀ A. (1994) – *Lo sfruttamento ad uso acquedottistico delle acque sotterranee dell'alta pianura alluvionale veneta*. Geologica Romana, vol. 30, pp. 371-380.
- FONTANA A., MOZZI P. & BONDESAN A. (2008) – *Alluvial megafans in the Venetian-Friulian Plain (North-eastern Italy): Evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene*. Quaternary International, vol. 189, pp. 71-90.
- KENT D.V., RIO D., MASSARI F., KUKLA G. & LANCI L. (2002) – *Emergence of Venice during the Pleistocene*. Quaternary Science Reviews, vol. 21, pp. 1719-1727.
- KLEINHANS M.G., WEERTS H.J.T. & COHEN K.M. (2010) – *Avulsion in action: Reconstruction and modelling sedimentation pace and upstream flood water levels following a Medieval tidal-river diversion catastrophe (Biesbosch, The Netherlands, 1421-1750 AD)*. Geomorphology, vol. 118, pp. 65-79.

- MARCOLONGO B. & ZAFFANELLA G.C. (1987) – *Evoluzione paleogeografica della Pianura Veneta Atesino-Padana*. Athesia, Riv. del Centro Ricerche Ambientali “Athesia”, vol. 1, pp. 31-67.
- MARCOLONGO B. (1987) – *Ricostruzione paleoidrografica attraverso interpretazione di immagini telerilevate*. In MARCOLONGO B. (a cura di) *Paleoidrografia tardoquaternaria della pianura veneta sud occidentale e il suo significato in una ricostruzione paleoclimatica*, Padova, C.N.R., pp. 6-8.
- MASSARI F. (1990) – *The foredeeps of the Northern Adriatic margin: evidence of diachroneity in deformation of Southern Alps*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, vol. 96 (2-3), pp. 351-380.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & JOBSTRAIBIZER P.G. (1986) – *A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy)*. In ALLEN P. & HOMEWOOD P. (a cura di) *Foreland basins*, Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentology, vol. 8, pp. 141-168.
- MASSARI F., RIO D., SERANDREI BARBERO R., ASIOLI A., CAPRARO L., FORNACIARI E., & VERGERIO P.P. (2004) – *The environment of Venice area in the past two million years*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 202, pp. 273-308.
- MIALL A.D. (2006) – *The Geology of Fluvial Deposits*. Berlin, Springer-Verlag.
- MIGANI M. & SALERNO G. (2008) – *Manuale ArcGIS – guida pratica all'utilizzo con esercizi svolti*. Prima edizione, Palermo. Ed. Dario Flaccovio.
- MILIANI L. (1939) – *Le piene dei fiumi veneti e i provvedimenti di difesa. L'Agno-Guà-Frassine-Fratta-Gorzone, il Bacchiglione ed il Brenta*. Ed. Le Monnier.
- MOGOROVICH P. (2010) – *Sistemi Informativi Territoriali: appunti delle lezioni, vers. 3.126*. Sito internet: http://www.di.unipi.it/~mogorov/SIT_Vers_3_216.pdf
- MOROZOVA G.S. & SMITH N.D. (2000) – *Holocene Avulsion styles and sedimentation patterns of the Saskatchewan River, Cumberland Marshes, Canada*. Sedimentary Geology, vol. 130, pp. 81-105.

- MOZZI P., BINI C., BECCATINI R. & MARIOTTI LIPPI M. (2003) – *Stratigraphy, palaeopedology and palynology of Late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the Lagoon of Venice (Italy), in relation to the “caranto” level*. *Il Quaternario*, vol. 16 (1b), pp. 193-210.
- MOZZI P. & NINFO A. (2009) – *La fotografia aerea obliqua per l’analisi geoarcheologica del territorio della via Annia*. In VERONESE F. (a cura di) *Via Annia Adria, Padova, Altino, Concordia, Aquileia progetto di recupero e valorizzazione di un’antica strada romana*. Padova, Ed. Il Poligrafico, pp. 103-120.
- NICHOLS G. (2009) – *Sedimentology and Stratigraphy*, seconda edizione, Wiley-Blackwell Science, London, pp. 129-150.
- PERETTO R. (1986) – *Ambiente e strutture antropiche nell’antico Polesine*. In AA.VV. (a cura di), *L’antico Polesine. Testimonianze archeologiche e paleoambientali*. Ed. Antoniana, pp. 21-100.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) – *Subsurface geological structure of the Po Plain*. Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogramma Modello Strutturale, Contrib. AGIP Publisher, Milano, vol. 414.
- PIOVAN S. (2007) – *Evoluzione paleoidrografica della pianura veneta meridionale e rapporto Uomo-Ambiente nell’Olocene*. Quaderni del Dottorato Dipartimento di Geografia, vol. 2, pp.41-62.
- PIOVAN S. (2008) – *Evoluzione paleoidrografica della pianura veneta meridionale e rapporto Uomo-Ambiente nell’Olocene*. Tesi di dottorato, pp. 22-25.
- PIOVAN S., MOZZI P., STEFANI C. (2010) – *Bronze Age Paleohydrography of the Southern Venetian Plain*. *Geoarchaeology*, vol. 25 (1), pp. 6-35.
- RICCI LUCCHI F. (1980) – *Sedimentologia parte 3: ambienti sedimentari e facies*. Bologna, Ed. CLUEB.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1990) – *Carta Geologica del Veneto scala 1:250.000 – Note illustrative*. Firenze, S.E.L.C.A., pp. 21- 26.

- SLEJKO A., CARULLI G.B., CARRAIO F., ZANFERRARI A. & ZANOLLA M. (1987) – *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. Trieste, C.N.R. Gruppo Nazionale per la difesa dei terremoti.
- SOIL SURVEY STAFF – USDA (2010) – *Keys to Soil Taxonomy*. 11th edition, Washington D.C., USDA NRCS.
- STEFANI M. & VINCENZI S. (2005) – *The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system*. Marine Geology, vol. 222-223, pp. 19-48.
- STOUTHAMER E. (2001) – *Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse Delta, The Netherlands*. Sedimentary Geology, vol. 145, pp. 73-92.
- STOUTHAMER E., BERENDSEN H.J.A. (2007) – *Avulsion: the relative roles of autogenic and allogenic processes*. Sedimentary Geology, vol. 198, pp. 309-325.
- STRAHLER A.N. (1984) – *Geografia Fisica*. G.B. Pellegrini, U.Sauro, G. Zanon (traduzione italiana a cura di). Padova, Piccin, pp. 247.
- THORNTHWAITE C.W. (1931) - *The Climates of North America: According to a New Classification*. Geographical Review, vol. 21,(4), pp. 633-655.
- VEGGIANI A. (1972) – *Il ramo del Po di Adria nella tarda Età del Bronzo*. Padusa, vol. 8(3-4), pp. 123-126.
- VEGGIANI A. (1974) – *Le variazioni idrografiche del basso corso del Po negli ultimi 3000 anni*. Padusa, vol. 10, pp. 1-21.
- ZAFFANELLA G.C. (1981) – *Geomorfologia e Archeologia Preistorica nel territorio compreso tra l'Adige, i Colli Berici e i Colli Euganei*. Padusa, vol. 15(1-2-3-4), pp.109-147.
- ZANETTIN B. (1955) – *Carta Geologica delle Tre Venezie, fogli Venezia ed Adria: note illustrative*. Ufficio Idrografico Del Magistrato alla Acque, Padova, Società Cooperativa Tipografica.
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., PIANETTI F.,

SAURO U. (1982) – *Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale*.
Mem. Sc. Geol., vol. 35, pp. 355-376.

Siti Internet:

<http://www.arpa.veneto.it/acqua>

http://bacino-adige.it/info_bacino

<http://bonifica-uvb.it/Upload/storiadeiconsorzi.pdf>

<http://it.wikipedia.org/wiki/Adige>

<http://it.wikipedia.org/wiki/Adige>

http://it.wikipedia.org/wiki/Bonifica_integrale

[http://it.wikipedia.org/wiki/Gorzone_\(canale\)](http://it.wikipedia.org/wiki/Gorzone_(canale))

http://it.wikipedia.org/wiki/USDA_Soil_Taxonomy

http://labtopo.ing.unipg.it/files_sito/compiti/cartografia%20numerica.pdf

<http://rovigobox.it/index.php?action=notizie&idcat=117&modvis=1&chsez=5>

http://www.bassapadovana.it/portale/contenuto.aspx?id_menu=25

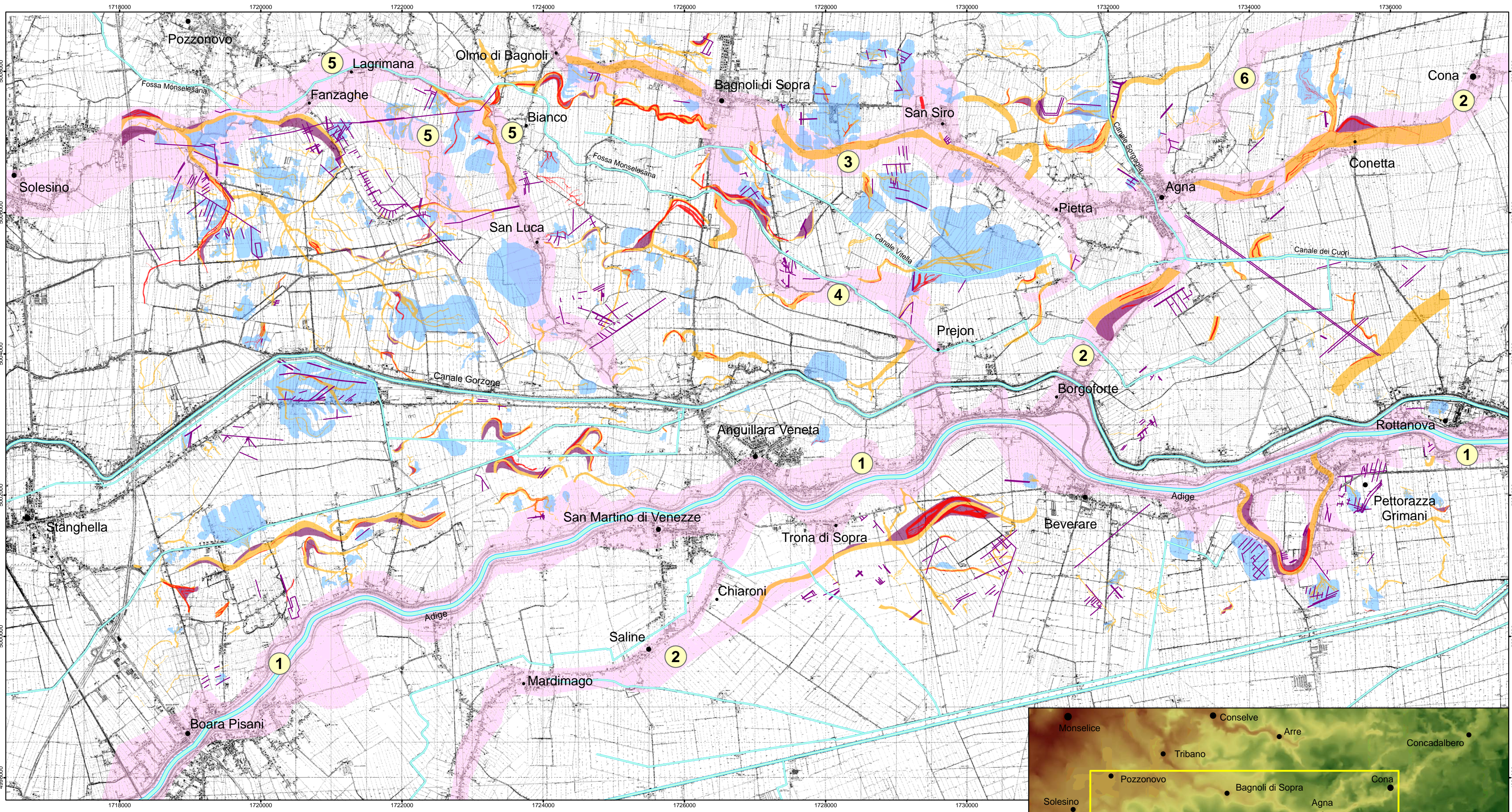
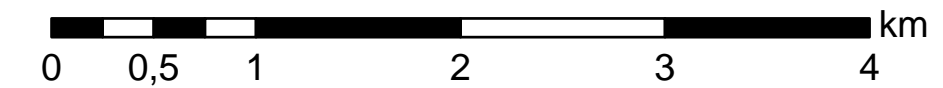
<http://www.gianfrancogiusto.it/2009/04/07/dem-digital-elevation-model-dtm-digital-terrain-model-dsm-digital-surface-model-tin-triangulated-irregular-network/>

Ringraziamenti

È sempre difficile fare i ringraziamenti, decidere con chi iniziare è praticamente impossibile, ma qualcuno dovrà pur essere il primo, senza nulla togliere al secondo e ai successivi. Quindi ringrazio Daniele, il compagno della mia vita, e lo ringrazio dal più profondo del cuore per l'immensa pazienza che ha portato in tutti questi anni, per l'aiuto anche di questo ultimo periodo, per l'enorme supporto che mi ha dato e per la fiducia che ha sempre riposto in me (forse a volte anche immeritata) e per mille altre cose e motivi, insomma, per il suo Amore. Ringrazio anche i miei genitori, perché, nonostante il loro scetticismo nei confronti della mia scelta, hanno saputo andare oltre, permettendomi di fare le mie scelte e di proseguire lungo la mia strada, donandomi quello che di più importante e di difficile da dare c'è: la Fiducia (oltre al supporto economico in tutti questi anni). Un grazie di cuore a Lidia e Giorgio, che mi hanno sempre spronata nei momenti di sconforto e che mi hanno accolta nella loro famiglia come una figlia. Grazie al mio amico "Tiz", che anche a distanza via Skype, con enorme pazienza, mi ha dato degli ottimi consigli. Un grazie al dipartimento di Geoscienze che mi ha "ospitata" per lunghi anni e nel quale mi sono sempre sentita a casa, e ovviamente mi riferisco a tutti coloro che lì hanno lavorato e lavorano, perché ciascuno mi ha fatto sentire sempre e comunque parte di un gruppo, di una famiglia. Grazie anche a Manuel che con il suo modo di fare mi ha sempre aiutata e spronata. Grazie ai miei relatori di tesi per la pazienza dimostratami e per l'aiuto offertomi. Infine, perché altrimenti non finisco più, grazie ai miei cugini che sicuramente si sono occupati del mio papiro e che si stanno sfregando le mani per "farmi la festa"!

Insomma, Grazie a chi ha creduto in me e Grazie anche a chi non ha creduto in me, perché mi ha dato comunque un motivo per andare avanti e dimostrare che ce la potevo fare, che anch'io valgo qualcosa!

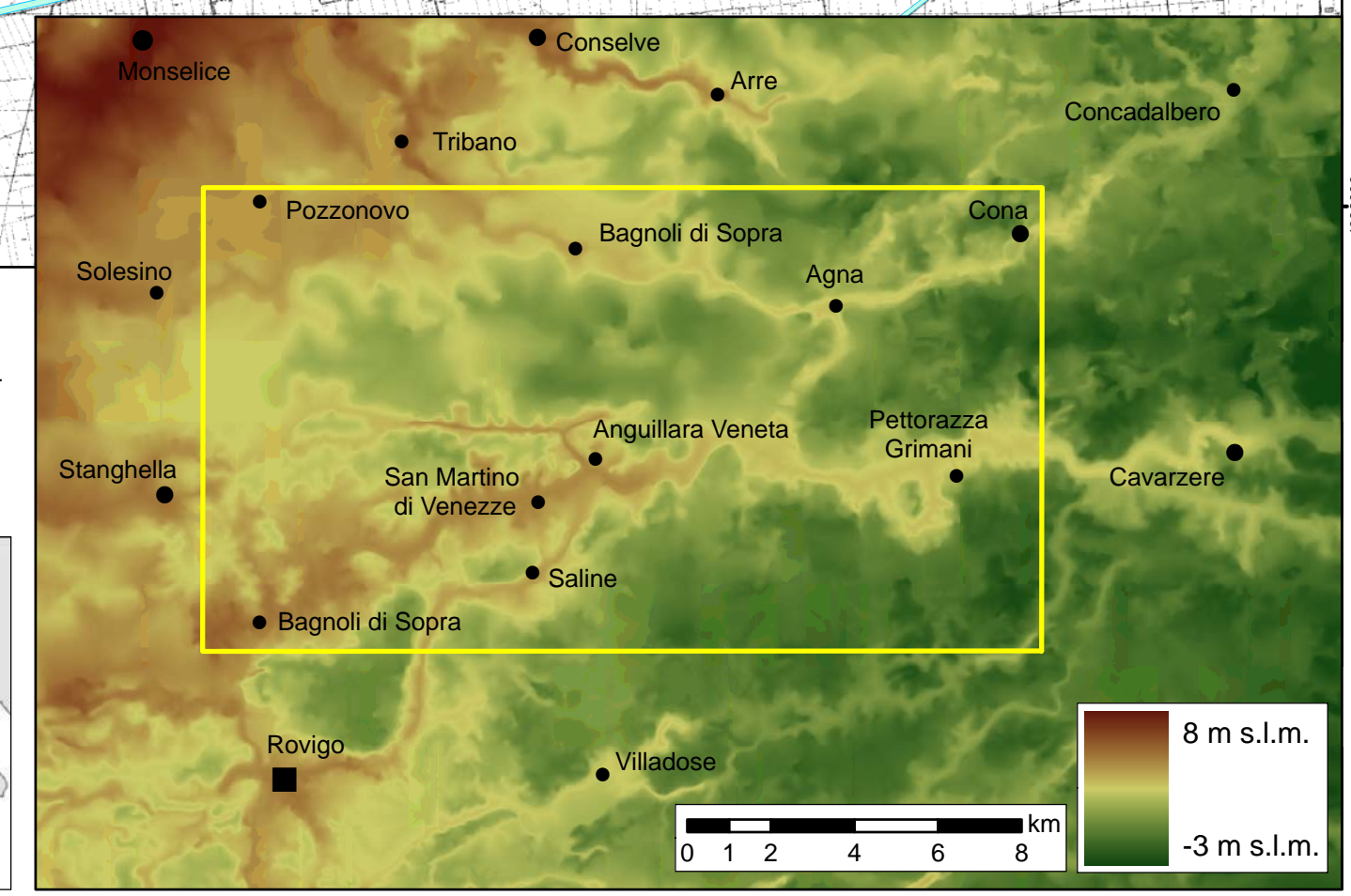
Carta Geomorfológica dell'area tra Pozzonovo e Pettorazza Grimani



- Dosso fluviale
- Traccia di canale fluviale estinto con riempimento limoso-argilloso (canale residuale)
- Traccia di canale fluviale estinto con riempimento prevalentemente sabbioso
- Ventaglio di rotta
- Corpo di barra
- Traccia antropica antica
- Idrografia

- 1 - Dosso dell'Adige attuale
- 2 - Dosso Saline - Cona
- 3 - Dosso di Bagnoli
- 4 - Dosso di Prejon
- 5 - Dosso a sud di Pozzonovo
- 6 - Dosso Agna - Candiana

Le coordinate piane sono definite nel sistema nazionale Gauss-Boaga fuso Est. Nord riferito al reticolato del sistema nazionale Gauss-Boaga. Base topografica: Carta Tecnica Regionale 1:10.000



Tesi di Laurea
Elena Longhin
Scienze Geologiche
Facoltà di Scienze MM.FF.NN.