



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento di Geografia "G. Morandini"

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN: Scienze Storiche

INDIRIZZO: Geografia umana e geografia fisica

CICLO: XXIV (24°)

## **Evoluzione geomorfologica e paleoidrografica dell'alta pianura vicentina**

**Direttore della Scuola** : Ch.mo Prof. Maria Cristina La Rocca

**Coordinatore d'indirizzo**: Ch.mo Prof. Andrea Pase

**Supervisore**: Dott. Paolo Mozzi

**Dottorando** : Sandro Rossato







## Sommario

Indice delle figure.....	5
Indice delle tabelle .....	9
Abstract .....	11
Riassunto .....	12
1 Introduzione .....	13
2 Inquadramento.....	15
2.1 Inquadramento geografico.....	15
2.2 Inquadramento geologico .....	18
2.2.1 La Pianura Padana .....	18
2.2.2 Tettonica e geologia dei rilievi.....	19
2.2.3 Il Quaternario e le variazioni climatiche.....	22
2.3 Inquadramento geomorfologico .....	26
2.3.1 I Megafan.....	26
2.3.2 Migrazione fluviale .....	28
3 Metodi .....	33
3.1 Rilevamento di terreno .....	33
3.2 Il telerilevamento .....	38
3.2.1 Le immagini utilizzate .....	38
3.2.2 Il microrilievo.....	42
3.2.3 Il DTM .....	42
3.2.4 La fotointerpretazione.....	44
3.3 Analisi petrografiche delle sabbie .....	46
3.4 Analisi polliniche.....	47
3.5 Datazioni.....	50
3.5.1 Radiocarbonio .....	50
3.5.2 Dendrocronologia.....	55
3.6 Prospezioni geofisiche SEV .....	58
4 Le sezioni stratigrafiche.....	59
4.1 Sezione “Canile” (sigla CNL) .....	60
4.1.1 Descrizione .....	61
4.1.2 Analisi petrografiche .....	62
4.2 Sezione “Ponte dei Granatieri” (sigla PDG).....	63
4.2.1 Descrizione .....	63
4.2.2 Analisi petrografiche .....	67
4.2.3 Analisi polliniche.....	68
4.3 Sezione “Rozzola” (sigla RZL).....	69
4.3.1 Descrizione .....	69
4.3.2 Analisi petrografiche .....	71

4.4	Sezione “Vanzo Vecchio” .....	72
4.4.1	Descrizione.....	72
4.4.2	Datazioni.....	75
5	Sondaggi meccanici .....	77
5.1	Carotaggi “Villaverla” (sigla PS) .....	78
5.1.1	PS – 1 .....	79
5.1.2	PS – 2 .....	80
5.1.3	PS – 3 .....	82
5.1.4	PS – 4 .....	84
5.2	Carotaggi “Piazzola sul Brenta” .....	86
5.2.1	RB – 1 .....	87
5.2.2	PM – 1.....	92
5.3	Carotaggi “Sandrigo” (sigla SMR) .....	96
5.3.1	SMR – 2.....	97
5.3.2	SMR – 3.....	99
5.4	Carotaggi “Marano Vicentino” (sigla MRN).....	100
5.4.1	MRN – 1 .....	101
5.4.2	MRN – 2 .....	102
5.4.3	MRN – 3 .....	103
5.5	Carotaggio “Vicenza” (sigla BAS) .....	104
5.5.1	BAS – 1 .....	105
6	Fronti di cava .....	109
6.1	Cava “Brogiane” (sigla BRG) .....	110
6.2	Cava “Vianelle” (sigla VNL) .....	112
6.3	Cava “Giberte” (sigla GBR).....	114
6.4	Cava “Casoni” (sigla CSN).....	115
6.5	Cava “Mirabella” (sigla MRB).....	116
7	Prospezioni geofisiche .....	117
7.1	Sondaggi di Sandrigo (sigla SND) .....	118
7.1.1	Descrizione.....	118
7.1.2	Interpretazione.....	119
7.2	Sondaggi di Breganze (sigla BRG) .....	120
7.2.1	Descrizione.....	120
7.2.2	Interpretazione.....	120
8	Telerilevamento e forme del rilievo .....	123
8.1	Il DTM della media e bassa Valdastico .....	124
8.2	Il microrilievo, il DEM della pianura e la carta delle pendenze .....	125
8.3	Le forme riconosciute.....	127
8.3.1	Conoidi alluvionali .....	127

8.3.2	Terrazzi fluviali.....	127
8.3.3	Incisioni fluviali .....	127
8.3.4	Dossi fluviali.....	128
8.3.5	Depressioni.....	128
8.3.6	Paleoalvei .....	128
8.4	Lo schema geomorfologico .....	129
9	Risultati, discussione e correlazione dei dati .....	131
9.1	Analisi palinologiche.....	131
9.2	Analisi petrografiche .....	134
9.3	Datazioni.....	137
9.4	Interpretazioni di sezioni e sondaggi.....	140
10	Sintesi dei dati .....	145
10.1	Unità stratigrafiche nella bassa Valdastico .....	145
10.2	Modello evolutivo generale e connessioni con la pianura.....	148
10.3	Considerazioni su segnali climatici e variazioni geomorfologiche durante l’LGM .....	151
11	Conclusioni .....	153
	Bibliografia.....	155
	Ringraziamenti.....	161



## Indice delle figure

Figura 1: immagine satellitare dell'Italia nord-orientale (fonte: Google Earth); il riquadro corrisponde all'area della tesi.....	15
Figura 2: schema geologico della Pianura Veneto-Friulana, con una sezione stratigrafica. Sono indicati i vari depositi e le maggiori strutture tettoniche (fonte: Fontana et al., 2008).....	19
Figura 3: schema geologico dell'area; le strutture tettoniche di maggior rilevanza sono indicate con lettere maiuscole (MP: thrust Marano-Piovene; SV: faglia Schio-Vicenza; VL: Linea della Valsugana; VS: Linea della Val di Sella). Il riquadro tratteggiato piccolo indica l'area della Figura 4, corrispondente alla media e bassa Valdastico. ....	20
Figura 4: DEM dell'area della media e bassa Valdastico, con segnati i principali punti di riferimento e le sezioni stratigrafiche rinvenute nell'area. Il riquadro sottostante è uno schema riporta uno schema geologico della stessa area; per la definizione delle unità quaternarie si faccia riferimento ai capitoli finali su discussione e sintesi dei dati. ....	21
Figura 5: cronostratigrafia e geocronologia del Tardiglaciale e dell'Olocene (fonte: Orombelli e Ravazzi, 1996).....	22
Figura 6: il livello del mare durante l'ultimo interglaciale (circa 125'000 anni fa) (fonte: Ferranti et al., 2006). ....	23
Figura 7: massima estensione dei ghiacciai alpini durante l'LGM (fonte: Ivy-Ochs et al., 2008).....	23
Figura 8: schema delle fasi di incisione e di deposizione distale dei conoidi telescopici (fonte: Zanferrari et al., 2008).....	26
Figura 9: schema dei sistemi deposizionali del Tardo Quaternario nella Pianura Veneto-Friulana (fonte: Fontana et al., 2008). Simboli: (1) corso d'acqua, (2) scarpata fluviale, (3) limite superiore della fascia delle risorgive, (4) rilievi, (5) terrazzi tettonici, (6) sistemi morenici frontali, (7) depositi di interconoide e intramontani, (8) sistemi costieri e deltizi, (9) sistemi fluviali alimentati da acque sotterranee. Aree in toni di grigio: (A) pinaura alluvionale dell'Adige, (B) megafan del Brenta, (C) fan dell'Astico, (D) megafan di Montebelluna, (E) megafan del Piave, (F) fan di Monticano–Cervada–Meschio, (G) fan del Cellina, (H) fan del Meduna, (I) megafan del Tagliamento, (L) fan del Corno, (M) megafan del Cormor, (N) megafan del Torre, (O) megafan dell'Isonzo, (P) fan del Natisone. ....	27
Figura 10: schema semplificato del Megafan telescopico del Tagliamento (fonte: Fontana et al., 2008). Legenda: (1) sabbie e ghiaie LGM, (a) limo argilloso LGM, (2) sabbie e ghiaie del tardo LGM, (a) limo argilloso del tardo LGM, (3) sabbie e ghiaie post-LGM (a) sedimenti fini post-LGM, (4) torba e sedimenti organici, (5) depositi di laguna e di mare basso datati MIS 5, (6) limite ipotetico tra depositi LGM e post-LGM. ....	28
Figura 11: alvei fluviali in bassa pianura: meandriforme (a sinistra), sospeso, (a destra), e meccanismi di spostamento: migrazione laterale (a sinistra) e avulsione (a destra) (fonte: Bondesan e Meneghel, 2004). .	29
Figura 12: esempio di canale abbandonato riconosciuto da foto aerea.....	30
Figura 13: una delle ortofoto sfruttate nel lavoro, corrispondente alla Carta Tecnica Regionale numero 125030 (Vicenza-Nord).....	39
Figura 14: una delle immagini satellitari sfruttate nel lavoro, all'incirca corrispondente al taglio della figura precedente. ....	40

Figura 15: schema di acquisizione delle foto aeree oblique (fonte: Stoppini, 2011). .....	41
Figura 16: ripresa aerea obliqua degli abitati di Caltrano (in alto) e Chiuppano (in basso). Nella parte sinistra della foto è visibile anche il Ponte dei Granatieri, sulla destra del quale è stata descritta la sezione stratigrafica omonima (foto: Andrea Ninfo, 2010).....	41
Figura 17: fotografia al SEM (microscopio a scansione elettronica) di una popolazione eterogenea di granuli pollinici (immagine realizzata dal "Dartmouth Electron Microscope Facility").....	47
Figura 18: schema con provenienza e comportamento del polline in un bacino lacustre (fonte: Moore et al., 1995). Cl: componenti locali, Cr: componenti della pioggia pollinica, Ct: componenti da sottobosco, Cw: componenti secondarie rimaneggiate.....	48
Figura 19: rappresentazione schematica del ciclo del $^{14}\text{C}$ (fonte: Hajdas, 2008).....	50
Figura 20: grafico di calibrazione ottenuto per il campione Camisano 8. In ascissa sono indicati gli anni calibrati BP, mentre in ordinata è espressa l'età del campione ottenuta con la radiodattazione al $^{14}\text{C}$ . La curva sinuosa sulla sinistra indica la concentrazione del carbonio del campione (espressa in anni BP), la curva frastagliata in basso rappresenta le possibili età del campione (le diverse tonalità di grigio indicano i gradi di probabilità: in scuro $1\sigma$ e in chiaro la quantità aggiuntiva per raggiungere $2\sigma$ ), la curva obliqua indica la misurazione del radiocarbonio attraverso la dendrocronologia (da: <a href="http://calib.qub.ac.uk/calib/">http://calib.qub.ac.uk/calib/</a> ). .....	52
Figura 21: diagramma della strumentazione AMS utilizzata all'ETH di Zurigo (fonte: Currie, 2004). .....	53
Figura 22: sezione del tronco di una conifera (fonte: <a href="http://www.ngdg.noaa.gov">http://www.ngdg.noaa.gov</a> ). .....	55
Figura 23: rappresentazione schematica del metodo di correlazione alla base della dendrocronologia (fonte: Bailie, 1995). .....	56
Figura 24: modello di terreno con numero di strati pari a $n$ e configurazione d'indagine di tipo Schlumberger (fonte: Slaoui et al, 2003). .....	58
Figura 25: legenda di riferimento per i log delle sezioni stratigrafiche.....	59
Figura 26: la collocazione della sezione stratigrafica "Canile" (in giallo). .....	60
Figura 27: log stratigrafico della sezione "Canile"; sono indicati anche i campioni presi per le analisi petrografiche delle sabbie.....	61
Figura 28: un'immagine in panoramica della sezione "Canile". .....	62
Figura 29: la collocazione della sezione stratigrafica "Ponte dei Granatieri" (in giallo).....	63
Figura 30: schema stratigrafico della sezione "Ponte dei Granatieri". ogni log corrisponde ad un affioramento; quello di sinistra rappresenta la sezione descritta dal Dott. Cucato. ....	64
Figura 31: panoramica della sezione con il limite tra le unità PDG-C e PDG-D. E' ben visibile la presenza di una struttura deformativa dovuta a glacioteonica in PDG-C e la differenza cromatica tra la parte sommitale, organica, e quella sottostante. ....	66
Figura 32: il diagramma pollinico risultante dalle analisi condotte sull'unità PDG-C della sezione.....	68
Figura 33: la collocazione della sezione stratigrafica "Rozzola" (in giallo); le dimensioni sono esagerate per consentirne l'a visualizzazione ad una scala sufficiente per la contestualizzazione geografica. ....	69
Figura 34: log stratigrafico della sezione "Rozzola" .....	70

Figura 35: particolare dell'unità RZL-B. ....	70
Figura 36: ubicazione della sezione descritta dal Dott. Cucato a Vanzo Vecchio. ....	72
Figura 37: log stratigrafico della sezione.....	73
Figura 38: panoramica di una sezione dello scavo; si notano alcuni tronchi inclusi nel sedimento.....	74
Figura 39: legenda dei sondaggi meccanici.....	77
Figura 40: collocazione dei sondaggi di Villaverla (punti azzurri); i sondaggi sono indicati dalle stessi codici che si trovano nel testo.....	78
Figura 41: il carotaggio meccanico PS – 1. ....	79
Figura 42: log stratigrafico del carotaggio PS – 1.....	79
Figura 43: log stratigrafico del carotaggio PS – 2.....	80
Figura 44: il carotaggio meccanico PS – 2. ....	80
Figura 45: il carotaggio PS – 3. ....	82
Figura 46: log stratigrafico del carotaggio PS – 3.....	82
Figura 47: log stratigrafico del carotaggio PS – 4.....	84
Figura 48: il carotaggio PS – 4. ....	84
Figura 49: collocazione dei sondaggi di Piazzola sul Brenta (punti verdi); i sondaggi sono indicati dagli stessi codici che si trovano nel testo.....	86
Figura 50: log stratigrafico del carotaggio RB - 1 (intervallo 0 - 10 m d.p.c.).....	87
Figura 51: log stratigrafico del carotaggio RB - 1 (intervallo 10 - 20 m d.p.c.).....	88
Figura 52: log stratigrafico del carotaggio RB - 1 (intervallo 20 - 30 m d.p.c.).....	89
Figura 53: log stratigrafico del carotaggio PM - 1 (intervallo 0 - 10 m d.p.c.).....	92
Figura 54: log stratigrafico del carotaggio PM - 1 (intervallo 10 - 20 m d.p.c.).....	93
Figura 55: log stratigrafico del carotaggio PM - 1 (intervallo 20 - 30 m d.p.c.).....	94
Figura 56: collocazione dei carotaggi meccanici di Sandrigo (punti gialli); i sondaggi sono indicati dagli stessi numeri che si trovano nel testo. ....	96
Figura 57: log stratigrafico del carotaggio SMR - 2. ....	97
Figura 58: log stratigrafico del carotaggio SMR - 3. ....	99
Figura 59: collocazione dei carotaggi meccanici di Marano Vicentino (punti gialli); i sondaggi sono indicati dagli stessi codici che si trovano nel testo. ....	100
Figura 60: log stratigrafico del carotaggio MRN - 1.....	101
Figura 61: log stratigrafico del carotaggio MRN - 2.....	102
Figura 62: log stratigrafico del carotaggio MRN - 3.....	103
Figura 63: collocazione del carotaggio meccanico di Vicenza (punto verde); il sondaggio è indicato con lo stesso codice che si trova nel testo.....	104
Figura 64: log stratigrafico del carotaggio BAS - 1. ....	105

Figura 65: collocazione delle cave descritte nel capitolo (in giallo). .....	109
Figura 66: particolare della sezione BRG-B; è possibile apprezzare come nella parte alta vi sia una frazione marcatamente più elevata di litotipi vulcanici, che appaiono di colore scuro.....	111
Figura 67: particolare della sezione VNL-B; si può notare come il limite tra i due strati, marcato dalla concentrazione di elementi vulcanici, si approfondisca di quota procedendo verso sinistra. ....	113
Figura 68: esempio di sezione osservata nella cava Giberte.....	114
Figura 69: particolare del sedimento presente all'interno della cava Casoni, proveniente dalla parte bassa dello scavo. E' facile notare la quasi totale assenza di clasti vulcanici.....	115
Figura 70: panoramica della cava Mirabella; la foto è stata ripresa dal fianco settentrionale dello scavo, in direzione sud. ....	116
Figura 71: collocazione dei sondaggi geoelettrici di Sandrigo (punti gialli) e Breganze (punti fucsia); i sondaggi sono indicati dagli stessi numeri che si trovano nel testo. ....	117
Figura 72: profilo stratigrafico con presenti i log dei sondaggi di Sandrigo e del piezometro.....	119
Figura 73: rappresentazione stratigrafica dei sondaggi di Breganze. ....	121
Figura 74: rappresentazione Hillshade del DEM della Valdastico. Sono state inserite, a titolo di esempio per le osservazioni compiute: le posizioni delle sezioni stratigrafiche rinvenute nell'area, i depositi glaciali pre-LGM rinvenuti sui fianchi della valle (indicati in verde) e la massima espansione dei sedimenti morenici LGM (linea rossa), le cui cerchie sono indicate dalle frecce. La linea blu corrisponde alla proiezione del profilo topografico della figura 79 e coincide con il corso attuale dell'Astico.....	124
Figura 75: rappresentazione di tipo Slope dell'area di pianura oggetto della tesi. Sono stati inseriti i sondaggi meccanici e geoelettrici descritti nei capitoli 5 e 7, cui si fa riferimento per la spiegazione delle sigle. I carotaggi di Sandrigo e i sondaggi geoelettrici sono indicati rispettivamente in giallo e fucsia, essendo troppo ravvicinati per essere indicati le rispettive sigle.....	126
Figura 76: schema geomorfologico riassuntivo dell'area di tesi. ....	130
Figura 77: diagramma pollinico derivante dalle analisi condotte sulla sezione del Ponte dei Granatieri, unità PDG-C. Le specie polliniche sono rappresentate con colori diversi in ragione delle differenti scale dell'asse X. ....	132
Figura 78: diagrammi triangolari con i risultati dell'analisi petrografica delle sabbie. Per la definizione delle unità si faccia riferimento al capitolo seguente. ....	136
Figura 79: profilo longitudinale della media Valdastico lungo il corso del fiume. Vengono riportate le quote delle varie unità stratigrafiche riconosciute in campagna o individuate da telerilevamento. Per la collocazione si veda la figura 74. ....	146
Figura 80: schema stratigrafico dei depositi pleistocenici della media Valdastico. ....	147
Figura 81: schema evolutivo della media e bassa Valdastico a partire dal Pleistocene medio. Le sigle indicano gli abitati di Caltrano (Ca) e Piovene Rocchette (PR). Per spiegazioni ulteriori si faccia riferimento al paragrafo soprastante. ....	150

## Indice delle tabelle

Tabella 1: i risultati della analisi petrografiche condotte sui campioni prelevati dalla sezione. Le sigle corrispondono ai seguenti termini: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce. ....	62
Tabella 2: i risultati della analisi petrografiche condotte sui campioni prelevati dalla sezione. Le sigle corrispondono ai seguenti termini: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce. ....	67
Tabella 3: i risultati della analisi petrografiche condotte sui campioni prelevati dalla sezione. Le sigle corrispondono ai seguenti termini: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce. ....	71
Tabella 4: elenco dei campioni datati nella sezione di Vanzo Vecchio con indicate le varie peculiarità. ....	76
Tabella 5: i risultati della analisi petrografiche condotte sui campioni prelevati dal carotaggio. Le sigle corrispondono ai seguenti termini: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce. ....	107
Tabella 6: i risultati della analisi petrografiche condotte. Le sigle corrispondono a: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce. ....	134
Tabella 7: : elenco dei campioni datati presentati nella tesi. Sono indicate le varie peculiarità di ognuno, oltre al metodo di analisi utilizzato. ....	138



## Abstract

This work concerns the Late Quaternary evolution of the Western Venetian Plain, with a focus on the relations between the glacial complexes hosted in the terminal valley tract of the Astico Valley and the piedmont fans. Three distinct glacial events have been identified during this work. Remote sensing, field survey, stratigraphic measurements and reconstructions, sand petrography, radiocarbon and dendrochronological datings and pollen analyses allowed to define an evolutionary model of the Venetian plain during the Middle and Late Pleistocene. The glacial phases were distinguished in the Astico Valley and were attributed to the LGM, the MIS 6 and to a generic glaciation of the Middle Pleistocene. Sand petrography analyses show that all these glacial deposits contain rock fragments that reached the Astico Valley through a transfluence of the Adige glacier. During LGM, this glacial stream entered the Valley from the North through the Carbonare saddle (1075 m a.s.l.), as it probably happened also in previous major glaciations. The chronostratigraphy of cores drilled near the towns of Sandrigo, Marano Vicentino, Vicenza and Villaverla, as well as the data gathered from the geoelectrical surveys realized near the town of Breganze, show that the outwash stream changed its way to the piedmont plain at the end of LGM, as a response to rapid glacial collapse. This switch led to the deactivation of the north-western sector of the plain (Thiene fan) in favour of the south-eastern one (Sandrigo fan), and it could be linked with the well-known post-LMG incision of the Brenta megafan, visible also in the two cores drilled near the town of Piazzola sul Brenta. In addition, some indications about the development of the Astico River and Brenta River during the Holocene are provided.

The lower Astico Valley proved to have preserved significant evidence of even minor glacial fluctuations, in response of subtle climatic changes, which may be difficult to distinguish in major Alpine glaciers.

## Riassunto

La tesi è incentrata sull'evoluzione geomorfologica e paleoidrografica della pianura vicentina (pianura Veneta occidentale), durante il Pleistocene superiore e l'Olocene, con una speciale attenzione alle relazioni tra i complessi glaciali presenti nella Valdastico e i conoidi pedemontani. La ricerca ha permesso di distinguere 3 diverse fasi glaciali, identificate a partire dai depositi rinvenuti nella media e bassa Valdastico. L'utilizzo di tecniche di telerilevamento, rilevamento sul terreno, misure, correlazioni e ricostruzioni stratigrafiche, analisi petrografiche delle sabbie, datazioni dendrocronologiche e al radiocarbonio e analisi polliniche hanno permesso di costruire un solido modello evolutivo dell'area durante il Pleistocene medio e superiore. L'ultima fase glaciale è stata ascritta all'LGM, quella intermedia al MIS 6, mentre nel caso di quella più antica si può indicare solo una generale attribuzione al Pleistocene medio. Le analisi petrografiche indicano una stretta correlazione tra la presenza di una transfluenza del ghiacciaio dell'Adige in Valdastico attraverso la sella delle Carbonare (1075 m s.l.m.) e l'esistenza di un ghiacciaio vallivo sviluppato all'interno di quest'ultima. La cronostratigrafia derivante dai carotaggi meccanici realizzati vicino agli abitati di Sandrigo, Marano Vicentino, Vicenza e Villaverla, così come i risultati ottenuti da sondaggi geoelettrici realizzati in prossimità di Breganze, indicano che l'Astico cambiò direzione di deflusso in pianura in relazione al rapido collasso glaciale avvenuto alla fine dell'LGM. Questo spostamento ha determinato l'attivazione della porzione sud-orientale della pianura vicentina (il conoide di Sandrigo) a scapito della parte nord-occidentale (conoide di Thiene). Tale evento può essere correlato con l'incisione post-LGM del megafan del Brenta, ben documentata in letteratura e i cui effetti sono visibili nei carotaggi di Piazzola sul Brenta. Sono stati individuate indicazioni anche circa l'evoluzione olocenica dell'Astico e del Brenta, che seguivano direzioni di deflusso più verso sud rispetto alle attuali.

La media e bassa Valdastico si è rivelata essere un'area di interesse per la comprensione della risposta dei sistemi sedimentari fluvioglaciali ai cicli glaciale/interglaciale pleistocenici, avendo peraltro dimostrato la possibilità di rinvenire depositi indicatori di variazioni climatiche di portata anche ridotta all'interno di vallate prealpine di dimensioni medio-piccole.

## 1 Introduzione

Lo scopo di questa tesi è l'indagine dettagliata degli aspetti geomorfologici e paleoidrografici di una porzione della Pianura Veneta delimitata, approssimativamente, dal fiume Brenta, a est, dall'Altopiano dei Sette Comuni, a nord, dai rilievi prealpini, a ovest, e dai Colli Berici, a sud. E' compresa al suo interno il tratto terminale della Valdastico, percorsa da uno dei corsi d'acqua che più ha condizionato l'evoluzione geologico-geomorfologica dell'area: il torrente Astico.

L'area è stata soggetta a diverse dinamiche deposizionali e geomorfologiche, determinate dalla variabilità del territorio interessato. Sono, infatti, presenti dinamiche legate a contesti di versante, intravallivi e di pianura.

Le dinamiche evolutive della pianura sono fortemente influenzate dalle condizioni climatiche, in particolar modo dai cicli glaciale/interglaciale. I sistemi fluviali della Pianura Veneto-Friulana hanno, infatti, risentito grandemente dell'ultimo passaggio tra condizioni glaciali (il Last Glacial Maximum - LGM) e ambiente post-glaciale, verificatosi a partire da 18'000 anni dal presente (Monegato et al., 2010a). La perdita di portata solida dei corsi, legata alle trappole sedimentarie costituite dalle cerchie moreniche LGM, in quel momento avanzate rispetto alla fronte glaciale, ha causato una forte fase di incisione, ampiamente documentata in tutti i principali fiumi veneti e friulani, quali sono il Brenta (Mozzi, 2005), il Tagliamento (Monegato et al., 2010a) e il Piave (Carton et al., 2009).

Le variazioni geomorfologiche dell'alta pianura vicentina, così come quelle di altri sistemi sedimentari legati a bacini idrografici minori, non sono state finora adeguatamente studiate. Si tratta di una parte marginale della Pianura Veneto-Friulana e questi sistemi minori vengono spesso ignorati (come si vede, per esempio, nel manuale di Ehlers e Gibbard del 2004), in quanto si ritiene che essi siano influenzati in particolar modo da fattori locali, piuttosto che da dinamiche a carattere regionale e/o globale. In effetti, la complessità di questi ambienti non è sempre di facile decifrazione, dato che eventi di grande portata possono portare all'erosione o all'obliterazione delle testimonianze di fasi precedenti, che hanno invece più possibilità di conservazione all'interno di sistemi deposizionali di maggiore estensione. Oltre a ciò, risulta complicato riuscire a correlare le osservazioni in un contesto ridotto con quelle che sono gli episodi deposizionali a più grande scala. Specificatamente per gli ambienti di valli prealpine di piccole dimensioni, qual è il caso della Valdastico, le condizioni erosive che si hanno durante i periodi interglaciali (van Husen, 1997; Hinderer, 2001; Reitner, 2007; Carton et al., 2009; Preusser et al., 2010) possono portare alla completa rimozione dei sedimenti legati alla precedente fase glaciale.

Bisogna però considerare che ambienti di dimensioni moderate risultano più sensibili alle variazioni ambientali rispetto a quelli maggiori, ragion per cui è possibile rinvenire indicazioni di fluttuazioni climatiche di portata ridotta, che non hanno un corrispettivo nei grandi ambienti deposizionali (si veda, ad esempio: Preusser et al., 2001; Monegato et al., 2010a). Il cambiamento delle condizioni climatiche risulta tanto più evidente nel caso in cui siano presenti valli prealpine riempite da trasfluenze di ghiacciai maggiori. Nel caso di disattivazione del flusso glaciale, infatti, questi ghiacciai subiscono rapidi collassi, indicando con precisione l'inizio della deglaciazione. Per questo motivo, in tali contesti il ritiro della fronte glaciali può precedere quello registrato nei sistemi deposizionali maggiori, risultando più corrispondente alle fasi di cambiamento climatico registrate con altre metodologie, come ad esempio la stratigrafia isotopica nei sondaggi oceanici (Waelbroeck et al., 2002; Martrat et al., 2007), negli speleotemi (Spötl e Mangini, 2007) e nelle carote glaciali (Johnsen et al., 2001; Stenni et al., 2011).

E' evidente che nel caso dell'area in oggetto, le variazioni avvenute nella Valdastico si trasmettono all'alta pianura vicentina, non essendoci altri corsi d'acqua che possano influenzarne in modo significativo l'evoluzione. Ecco dunque che lo studio di questa zona di pianura assume particolare importanza

nell'ambito della conoscenza delle dinamiche evolutive della Pianura Veneta legate all'ultimo periodo glaciale, ragion per cui esso è diventato l'oggetto del progetto di ricerca del mio dottorato.

Lo sviluppo della tesi ha visto l'impiego di numerose metodologie differenti, sia di tipo mirato che a scala più ampia, in laboratorio come in campagna.

Le analisi specialistiche sono state realizzate con l'ausilio di esperti del settore, al fine di migliorare le proprie conoscenze in merito all'argomento e per evitare di compiere errori. Nello specifico si tratta di analisi petrografiche delle sabbie, realizzate in collaborazione con il Dott. Giovanni Monegato, all'epoca presso il Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova, e di indagini palinologiche, grazie alla Dott.ssa Antonella Miola e alla Dott.ssa Barbara Gaudioso, del Dipartimento di Biologia dell'Università di Padova. Vengono inoltre presentati i risultati di esami dendrocronologici, radiometrici ( $^{14}\text{C}$ ) e geoelettrici i cui risultati sono stati raccolti durante il progetto di ricerca, ma nei quali non si è avuto ruolo attivo, se non per il loro reperimento e integrazione con nuove osservazioni.

Grande parte della ricerca è stata occupata da attività di telerilevamento e rilevamento di campagna, condotta in prima persona. Queste attività si sono poste come obiettivo il riconoscimento delle dinamiche sedimentarie locali e regionali, utili alla definizione di un quadro evolutivo generale dell'area.

## 2 Inquadramento

Il presente capitolo è volto a contestualizzare sia dal punto di vista geografico sia geologico-geomorfologico, la zona in esame. Verranno affrontate e descritte le principali caratteristiche di detta area, in modo mirato a permettere una visione d'insieme sufficientemente chiara dell'assetto dell'area e della sua evoluzione durante il Quaternario.

### 2.1 Inquadramento geografico

La zona oggetto della tesi si trova nella pianura veneta centrale. Dal punto di vista geografico, quest'ultima ricade nella parte orientale della Pianura Padana, struttura che costituisce la piana alluvionale italiana di maggiori dimensioni, oltre a quella più grande di tutta l'Europa Occidentale (sito web ARPA Veneto).

Nello specifico, l'area in questione comprende la zona di pianura compresa tra il fiume Brenta, a est, il rilievo dell'Altopiano dei Sette Comuni, a nord, i rilievi prealpini, a ovest, e i rilievi dei Colli Berici, a sud. E' compresa al suo interno il tratto terminale della Valdastico (o Val d'Astico; le due diciture sono entrambe presenti in letteratura). Tale incisione valliva è percorsa da uno dei corsi d'acqua che più ha condizionato l'evoluzione geologico-geomorfologica dell'area: il torrente Astico.

La superficie indagata può essere grossolanamente suddivisa in due sub-regioni, secondo la morfologia: la zona meridionale, caratterizzata dalla presenza di insediamenti urbani di dimensioni notevoli (sopra tutti, Vicenza) e da un sottosuolo formato in special modo da sedimenti fini, e la zona nord, in cui i depositi sono prevalentemente formati da sedimenti grossolani tipici dell'alta pianura e dove si raggiungono le quote maggiori.

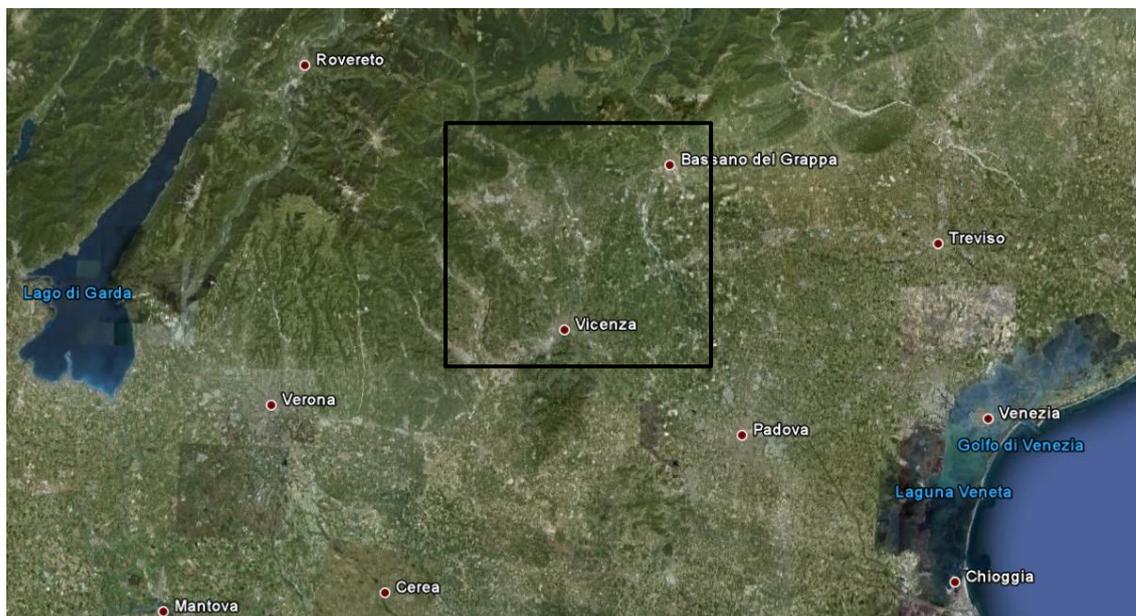


Figura 1: immagine satellitare dell'Italia nord-orientale (fonte: Google Earth); il riquadro corrisponde all'area della tesi.

Il torrente Astico è un corso d'acqua che nasce tra il monte Sommo Alto (1613 metri s.l.m.) e il monte Plaut (1707 metri s.l.m.) nel territorio comunale di Folgaria, in territorio trentino, per poi scendere lungo la Valdastico in territorio vicentino. Esso costituisce un sottobacino del fiume Bacchiglione, ampio 766 km<sup>2</sup> (sito web ARPA Veneto). La valle del torrente Astico costituisce di fatto il limite occidentale dell'Altopiano dei Sette Comuni; al termine di essa l'Astico assume una direzione nord-ovest/sud-est, che lo porta ad infilarsi in una forra, la quale inizia nella zona compresa tra gli abitati di Chiuppano e Camisino, per terminare in prossimità dell'agglomerato urbano di Breganze. Da questa posizione il fiume curva nuovamente in direzione sud, mantenendo questa direttrice fino alla cittadina di Sandrigo, dove si trova la

confluenza con il fiume Tesina; da questa zona in avanti non si parla più di torrente Astico, ma di fiume Tesina, il quale fluisce ancora in direzione sud-sud-est, costeggiando gli abitati di Bolzano Vicentino, Quinto Vicentino e Torri di Quartesolo, per poi immettersi nel più grande fiume Bacchiglione, che scorre quindi verso Padova. L'Astico, circa dall'agglomerato urbano di Lastebasse fino alla confluenza con il Bacchiglione, è un fiume di tipo *braided*, con letto e barre ghiaiose in alveo, che si presenta asciutto a tratti, sia per effetto della stagionalità (scala temporale), che a causa della diversa natura drenante o disperdente del torrente, in rapporto al sottosuolo (scala spaziale). Quest'ultimo caso è probabilmente dovuto allo scorrere delle acque all'interno delle ghiaie come falda di subalveo, piuttosto che in superficie. A monte di tale zona le caratteristiche del corso d'acqua sono quelle del torrente di montagna, che alterna tratti in cui l'alveo è inciso in roccia, come tra Chiuppano e Breganze, e altri in cui esso erode le proprie stesse alluvioni, come a monte di Arsiero. L'alveo va restringendosi verso monte, caratterizzato da presenza di acqua durante tutto l'anno e numerose cascatelle, come la "cascata della civetta", situata nelle vicinanze di Lastebasse. In età medievale, fino almeno al 1500, vi sono testimonianze storiche che il torrente Astico giungesse a Vicenza, quantomeno durante gli eventi di piena, tanto che *"a questa epoca fu eretto il murazzo cosiddetto Scaligero, al solo scopo di salvare Vicenza dalle sue inondazioni"* (Molon, 1883, pag. 17). La realizzazione di quest'opera portò l'Astico a scorrere più verso est, lungo il corso attuale.

Il corso d'acqua di dimensioni maggiori che è presente nell'area della tesi è il Fiume Brenta; esso presenta infatti un bacino idrografico 5840 km<sup>2</sup> (Autorità di bacino del fiume Brenta-Bacchiglione). Esso scaturisce dal lago di Caldonazzo, in Trentino, ad una quota di 450 m sul livello del mare, per poi scorrere verso valle lungo la Valsugana con un ampio corso sinuoso con direzione inizialmente verso nord-est, salvo poi piegare verso sud in corrispondenza dell'abitato di Borgo Valsugana. Nel proprio tratto montano, quindi fino allo sbocco in pianura corrispondente all'incirca alla zona dell'abitato di Bassano del Grappa, il fiume scorre all'interno del cosiddetto "Canale di Brenta", un solco inciso, largo da un minimo di poche decine ad un massimo di alcune centinaia di m (Zampieri, 2003), che rappresenta il limite orientale del vicino altopiano dei Sette Comuni. Lo spartiacque tra i bacini del Brenta e dell'Astico si abbassa in corrispondenza di una sella, denominata Sella delle Carbonare (1075 m s.l.m.), sita al margine nord-occidentale dell'area dell'Altopiano dei Sette Comuni. Dall'abitato di Bassano del Grappa, il Brenta assume caratteri più marcatamente *braided*, raccordandosi alla pianura con forme lievi, e non più con ripide scarpate come nel tratto montano, e allargando progressivamente il proprio alveo, fino a raggiungere ampiezze anche di 1 km (Moizzi, 2003). Con l'ulteriore prosieguo verso la foce si assiste ad un'ulteriore modifica del corso d'acqua: esso va via via restringendosi, presentando all'altezza del ponte di Fontaniva una larghezza ridotta a poche centinaia di metri a regime a canali intrecciati, che si vanno riducendo fino a confluire in un unico canale in prossimità dell'abitato di Carturo. L'andamento del fiume, che qui si presenta rettilineo, già in prossimità di Piazzola sul Brenta diventa recisamente più sinuoso, mantenendo questo andamento fino a Padova.

Altro corso d'acqua di importanza rilevante è il Fiume Bacchiglione. La sorgente del fiume si ha in corrispondenza di alcune pozze di risorgiva all'interno del comune di Dueville, circa 8 km a nord di Vicenza, ad una quota di circa 50 m s.l.m.. Il corso d'acqua che così si origina prende inizialmente il nome di "Bacchiglioncello", che mantiene fino alla confluenza, poche centinaia di metri a valle, all'interno del territorio comunale di Vivaro, con le spesso copiose acque del torrente Timonchio, punto in cui assume definitivamente il nome di Bacchiglione. Esso è caratterizzato, da questo punto in avanti, da un alveo a canale singolo, ad andamento sinuoso, che riceve in prossimità dell'abitato di Vicenza da destra le acque del fiume Retrone e da sinistra quelle del torrente Astichello. Superato l'abitato di Vicenza, il fiume scorre sinuosamente verso Padova, raccogliendo le acque del fiume Tesina (che aveva a sua volta raccolto quelle dell'Astico), in prossimità di Debba, e del Ceresone, nei pressi di Trambacche. Lungo il corso del fiume è presente un emissario artificiale, realizzato *"nel 1201, fattasi lega tra Vicentini, Trivigiani e Veronesi contro Padova, si pensò togliere a questa città le acque del Bacchiglione costruendo, a spese comuni, una rosta a*

*Longare per deviarle verso Este con altro corso, che tuttora esiste e si conosce col nome di Canale Bisatto”* (Molon, 1883, pag. 49). Nel complesso, il fiume Bacchiglione ha un bacino idrografico di 1400 km<sup>2</sup>, ed una lunghezza complessiva di 119 km (sito web della Provincia di Vicenza).

A questi corsi d’acqua principali se ne affiancano altri, minoritari per dimensioni e/o portata.

Il torrente Timonchio, come già detto affluente del Bacchiglione presso Vivaro, è un corso d’acqua che ha la propria sorgente tra il monte Summano (1296 m s.l.m.) e il monte Novegno (1552 m s.l.m.), sull’altopiano del Tretto. Esso scorre nella pianura compresa tra gli abitati di Santorso e Marano Vicentino, dove si incontra con il torrente Leogra. Quest’ultimo sgorga dal versante sud della Cima Palon (2239 m s.l.m.), contrafforte del Massiccio del Pasubio, raccogliendo le acque derivanti da questo gruppo montuoso che si dirigono verso il versante vicentino. Questi due corsi d’acqua hanno carattere torrentizio e sono quindi soggetti a variazioni notevoli della propria portata nel corso dell’anno. Di notevole portata sono stati gli eventi di piena del 1966 e 2010, che hanno causato le alluvioni della città di Vicenza e del territorio circostante. Insieme, questi due corsi d’acqua costituiscono un sottobacino del fiume Bacchiglione, ampio 105 km<sup>2</sup> (sito web ARPA Veneto).

A completare il quadro idrografico della regione concorre il fiume Retrone. Questo corso d’acqua nasce a circa 50 m di altezza sul livello del mare, dalla confluenza dei torrenti Valdiezza, Onte e Mezzarolo presso l’abitato di Sovizzo, pochi km ad ovest di Vicenza. Collettore di un gran numero di rogge e torrenti che scorrono nella zona occidentale della provincia di Vicenza, questo fiume confluisce nel Bacchiglione dopo una decina di km dalla propria sorgente, in prossimità della stazione ferroviaria vicentina, aumentandone la portata in modo sensibile.

## 2.2 Inquadramento geologico

### 2.2.1 La Pianura Padana

La Pianura Padana si è costituita tramite l'azione sedimentaria dei numerosi corsi d'acqua, che scendono dalle catene alpine e appenniniche. La sua evoluzione è condizionata dagli eventi tettonici e climatici succedutisi nella storia geologica dell'area, in particolare durante l'era Cenozoica (da 65 a 0 milioni di anni). La Pianura Padana è un bacino sedimentario localizzato sul depocentro posto tra le falde sud-vergenti delle alpi meridionali e i *thrust* nord-vergenti dell'Appennino settentrionale (Valloni e Calda, 2007). La gran parte dei cicli sedimentari presenti si sono depositi durante un periodo che comprende Oligocene e Miocene, a causa di una marcata accentuazione della subsidenza. In questo periodo la sedimentazione era prevalentemente di tipo marino, all'interno di un golfo che andava ad appoggiarsi su di un substrato con caratteristiche molto variabili, frutto della movimentata storia geologica precedente.

Altro importante stadio nella fase geologica di formazione della pianura è rappresentato dalla situazione di mare basso verificatasi durante il Messiniano (Miocene superiore, 6,5-4,8 milioni di anni fa). Tale periodo vedeva il progressivo prosciugamento del Paleomediterraneo, vale a dire quanto restava della Tetide mesozoica, a causa dell'intensa evaporazione e dei cessati flussi con l'Oceano. La causa di ciò è da attribuire ad un corrugamento, localizzato in prossimità dell'attuale Gibilterra che, interrompendo le vie di comunicazione del mare con l'Atlantico, impedì il ripristino del liquido perso. Tale fenomeno ha avuto ripercussioni sull'Atlantico stesso: la mancanza di afflussi di acqua meno fredda, proveniente dal paleo mediterraneo, ha contribuito ad un abbassamento di temperatura nell'Atlantico meridionale, con conseguente aumento dei ghiacci della calotta polare; fenomeno che ha portato ad un ulteriore abbassamento del livello marino, accentuando l'isolamento del Mediterraneo. Al termine del Messiniano, l'area può essere immaginata come una successione di laghi poco profondi ipersalini o addirittura, nel bacino veneto-friulano, di paludi e acquitrini salmastri separati dal resto del mare interno. Nella parte emersa della pianura le fasi di mare basso causarono imponenti fenomeni di erosione fluviale, che contribuirono all'escavazione dei solchi vallivi principali, ben al di sotto del livello marino attuale. La crisi di salinità termina bruscamente a causa del ripristino della via di collegamento con l'Atlantico, probabilmente dovuto al concorrere di movimenti tettonici e al sollevamento del livello degli oceani (Casati, 1985).

Nel bacino padano, per tutto il Pliocene (5 – 2,6 milioni di anni fa) e parte del Quaternario, perdura la sedimentazione di tipo marino profondo, esteso a quasi tutte le zone, con l'eccezione di piccole aree localizzate di alto strutturale.

Nel corso del Pleistocene medio-superiore, il modellamento della Pianura Padana si verifica con tipologia continentale, tramite processi prevalentemente fluviali; ciò avviene mentre si alternano numerose fasi glaciali e interglaciali, che hanno lasciato imponenti testimonianze di sé nelle zone di alta pianura e nella valli alpine.

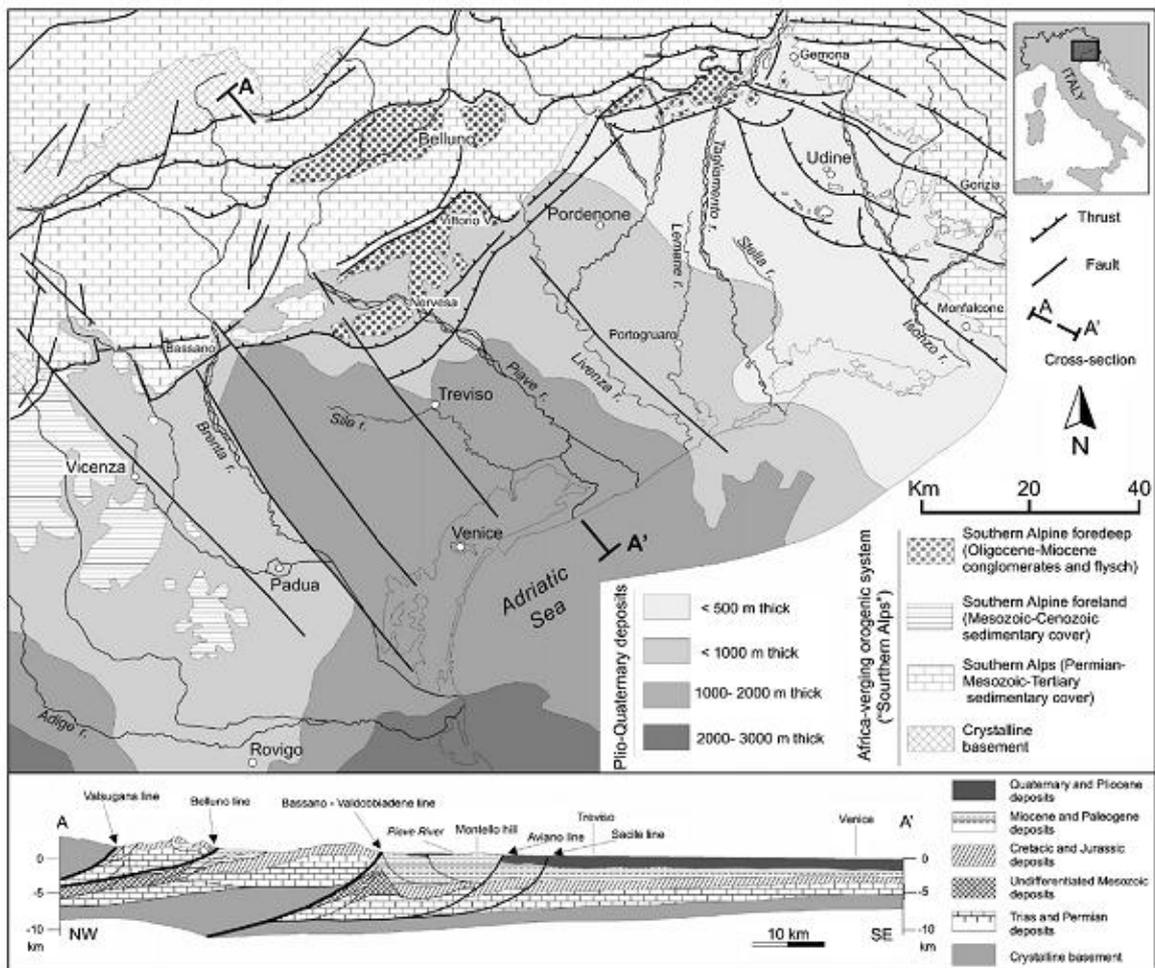


Figura 2: schema geologico della Pianura Veneto-Friulana, con una sezione stratigrafica. Sono indicati i vari depositi e le maggiori strutture tettoniche (fonte: Fontana et al., 2008).

## 2.2.2 Tettonica e geologia dei rilievi

La struttura tettonica di maggiore interesse, che costituisce il limite occidentale della pianura Veneto-Friulana, è la faglia tettonica chiamata Schio-Vicenza (Massironi et al., 2006), che ha qui la sua migliore espressione morfologica, essendo situata al limite tra i rilievi e la pianura. Bisogna altresì tener presente che, come evidenziato Zampieri et al. (2009), suddetta struttura tettonica non è una faglia singola, ma bensì un sistema di faglie sintetiche normali aventi immersione verso nord-est, di cui la cosiddetta faglia Schio-Vicenza costituisce semplicemente la struttura maggiormente espressa. Essa separa due blocchi caratterizzati da litologie differenti: il blocco occidentale comprende i massicci del Carega e del Pasubio, che superano i 2000 m, e i più bassi Colli Berici, un comprensorio carsico che culmina con un altopiano a circa 400 m s.l.m. (Sauro, 2005); il blocco orientale, invece, abbraccia la parte occidentale della Pianura Veneto-Friulana, raggiungendo verso nord le pendici dell'Altopiano dei Sette Comuni. Il settore occidentale delle Prealpi Venete, di cui quest'ultimo è la propaggine più avanzata, è bordato verso sud dal *thrust* Marano-Piovene (Zampieri et al., 2003; Massironi et al., 2006), che costituisce il sovrascorrimento frontale della parte orientale delle Alpi Meridionali ed è dissecata dalla Schio-Vicenza. Risulta quindi che i rilievi situati nella zona di Breganze e Marostica sono nel blocco di letto di detto sovrascorrimento.

I due blocchi così definiti presentano differenze geologiche degne di nota. Il blocco occidentale comprende la successione Permo-Triassica della Piattaforma di Trento, che poggia sul basamento metamorfico di basso grado (Sassi e Zirpoli, 1968; Barbieri et al., 1980), che affiora lungo la valle del Posina. Nella parte meridionale invece, i calcari Cretacei sono sepolti dalle calcareniti Eoceniche-Oligoceniche (Bassi et al., 2008) e da rocce vulcaniche mafiche (Macera et al., 2003). I Colli Berici sono costituiti di calcari Eocenici e

Oligocenici (Bassi e Nebelsick, 2010) e da dicchi filoniani mafici (Macera et al., 2003). Il blocco orientale è caratterizzato dalla presenza delle successioni carbonatiche Triassiche e Cretaciche (Masetti et al., 1998; Barbieri e Grandesso, 2007) che affiora all'interno del bacino dell'Astico e nell'Altopiano dei sette Comuni. Nella valle del Posina e nella media Valdastico affiorano rocce vulcaniche triassiche da acide ad intermedie (De Vecchi e Sedea, 1984), mentre sono presenti in tutta l'area, dispersi, dicchi filoniani Cenozoici. Lungo il sovrascorrimento Marano-Piovene affiora la successione terrigena Cenozoica (Massari et al., 1986), sepolta da spessi strati di depositi vulcanici Neogenici (Bellieni et al., 2010). La degradazione di questi depositi durante il Quaternario ha generato spessi depositi argillosi alle pendici dei rilievi.

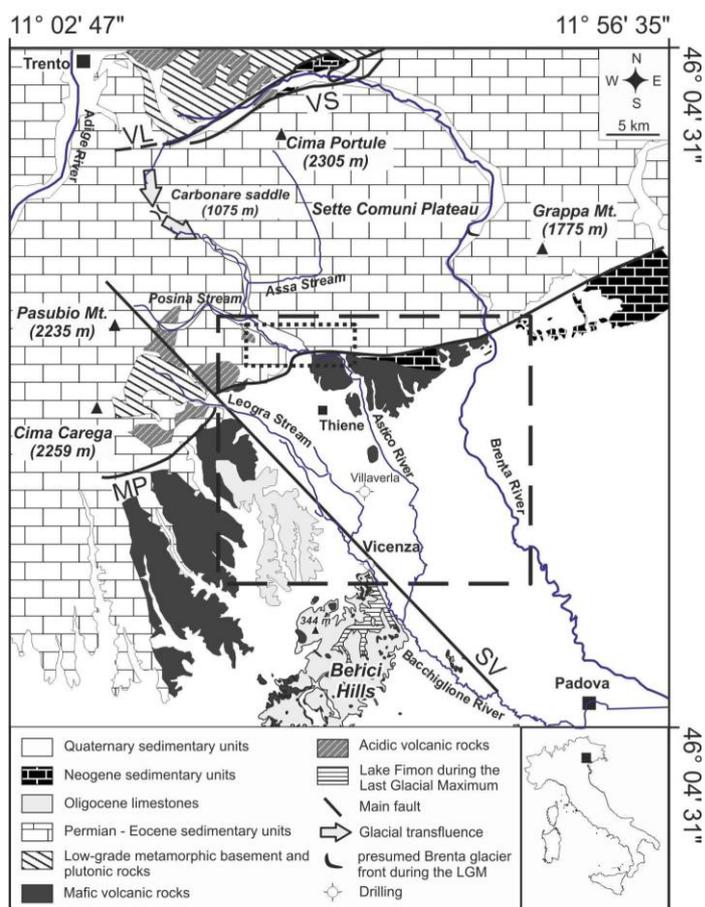
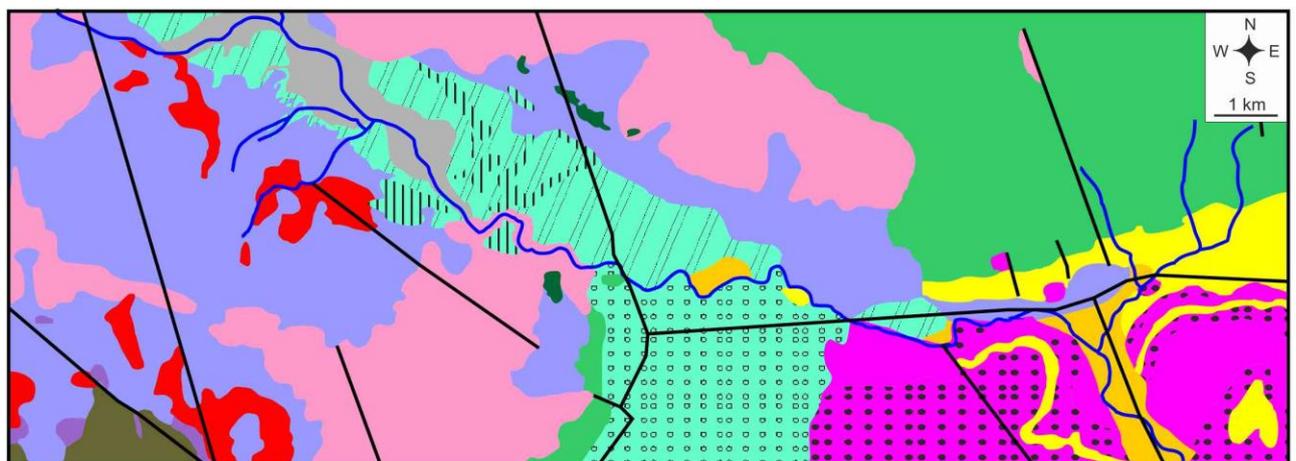
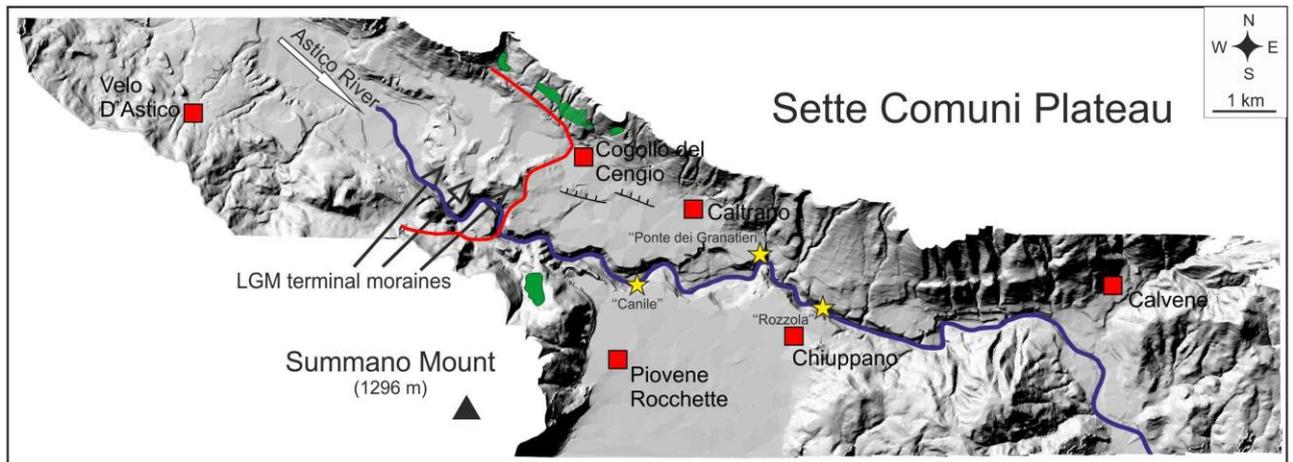


Figura 3: schema geologico dell'area; le strutture tettoniche di maggior rilevanza sono indicate con lettere maiuscole (MP: thrust Marano-Piovene; SV: faglia Schio-Vicenza; VL: Linea della Valsugana; VS: Linea della Val di Sella). Il riquadro tratteggiato piccolo indica l'area della Figura 4, corrispondente alla media e bassa Valdastico.



- |   |   |   |  |
|---|---|---|--|
|  | Eluvial, colluvial and slope deposits (Quaternary - undifferentiated) |  | Limestones and arenites (Oligocene - Eocene)             |
|  | Fluvial deposits (post-glacial, undifferentiated)                     |  | Effusive / explosive rocks (Oligocene - Upper Paleocene) |
|  | Sandriago Unit  |  | Dolostones and limestones (Jurassic)                     |
|  | Pre-Lgm glacial deposits  |  | Dolostones (Upper Trias)                                 |
|  | Cogollo Unit (morainic)   |  | Arenites and limestones (Middle Trias)                   |
|  | Cogollo Unit (fluvioglacial)  |  | Andesites (Middle Trias)                                 |
|  | Cogollo Unit (Thiene-fan)   |  | Rhyolites and dacites (Middle Trias)                     |
|  | Idrography  |  | Tectonic structures                                      |

Figura 4: DEM dell'area della media e bassa Valdastico, con segnati i principali punti di riferimento e le sezioni stratigrafiche rinvenute nell'area. Il riquadro sottostante è uno schema riporta uno schema geologico della stessa area; per la definizione delle unità quaternarie si faccia riferimento ai capitoli finali su discussione e sintesi dei dati.

### 2.2.3 Il Quaternario e le variazioni climatiche

L’Era Quaternaria abbraccia un periodo di tempo compreso tra 1,81 milioni di anni fa ad oggi, e si compone di due serie: il Pleistocene (da 2,6 m.a. a 11’500 anni fa) e l’Olocene (da 11’500 anni fa fino ad oggi); uno schema della suddivisione di questo periodo è visibile nella figura sottostante.

SERIES	STAGE AGE	INFORMAL SUBDIVISIONS (*)	CHRONO ZONES	Conventional <sup>14</sup> C yr B.P. (before A.D. 1950) <sup>14</sup> C yr B.P.					Calendar age (before A.D. 1950) cal yr B.P.												
				Mangerud et al., 1974, 82 Lang, 1974	Fibbe, 1964	Burja, 1968	Besoulu et al., 1974	Siliver and Reimer, 1982													
				Greenland ice Cores annual layers	Tree rings	Vegetation	U-Th														
HOLOCENE	LATE	NEOGLACIAL L.A.A.	Subatlantic	late																	
				middle	1000																
				early	2500																
			Subboreal	late	2500	2500/2800	2800	2700	2700-2800												
				middle	3000																
				early	4500																
			Atlantic	late	6000	4500	4500	4700	3957-5685												
				middle	7000																
				early	8000																
			Boreal	late	8500	7500	7500	8000	8672-8901												
				middle	9000	8500/9000	8800	9000	9044 - 12.004												
				early	10000																
			Preboreal	late	10000	10,100	10,200	10,200	11,008 - 11,507												
				middle	11000																
				early	11000	11,000	11,000	10,800	12,847 - 12,886												
WURM = WISCONSINIAN = WEICHSELIAN	LATE GLACIAL	HYPSEITHERMAL	Younger Dryes																		
			Getzensee oscillation (*)	11,000	11,000	11,000	10,800	12,847 - 12,886													
			Allered																		
			Older Dryes	12,000	12,000	11,800		13,885 - 14,125													
			Bolling	13,000																	
LAST GLACIAL MAXIMUM	L.A.A.	HYPSEITHERMAL	Oldest Dryes	13,000																	
				15,000	ca 15,000	15,000															

Figura 5: cronostratigrafia e geocronologia del Tardiglaciale e dell’Olocene (fonte: Orombelli e Ravazzi, 1996).

Il Quaternario è un periodo caratterizzato da una degenerazione dei processi climatici, che è sfociato in profonde variazioni ambientali. In particolare, si ebbe il succedersi ravvicinato di numerosissimi periodi glaciali ed interglaciali, in concomitanza con oscillazioni eustatiche del livello degli Oceani, il cui effetto è tanto più marcato in zone come la Pianura Padana e il Mar Adriatico, caratterizzate da bassissimi gradienti altimetrici. Durante l’ultimo massimo glaciale (detto LGM: “Last Glacial Maximum”), ad esempio, il cui apice è stato raggiunto approssimativamente 20.000 anni fa, il consistente aumento planetario delle masse glaciali ha portato a un abbassamento del livello marino fino a un minimo di circa -120 m (Storms et al., 2008), ragion per cui la linea di costa adriatica era situata a sud di Ancona.

La prima fase del Pleistocene inferiore (tra 2,6 e 0,78 m.a.) vede l’instaurarsi di un clima moderatamente caldo, punteggiato però da almeno quattro eventi freddi, con ghiacciai montani e pedemontani. Si assiste, inoltre, ad una graduale eliminazione alle medie latitudini delle flore tropicali e subtropicali precedentemente presenti.

Nel Pleistocene medio (0,78 – 0,126 m.a.) si alternano, con fasi più ravvicinate, periodi glaciali ed interglaciali, che portarono alla presenza di climi freddi alle medie latitudini in sette casi. Il Pleistocene superiore (126 – 10 k.a.) rileva un spostamento progressivo della temperatura verso valori freddi; il clima e la vegetazione sono simili a quelli caratteristici per l'Olocene, anche se vi sono periodi più freddi con ghiacciai relativamente espansi.

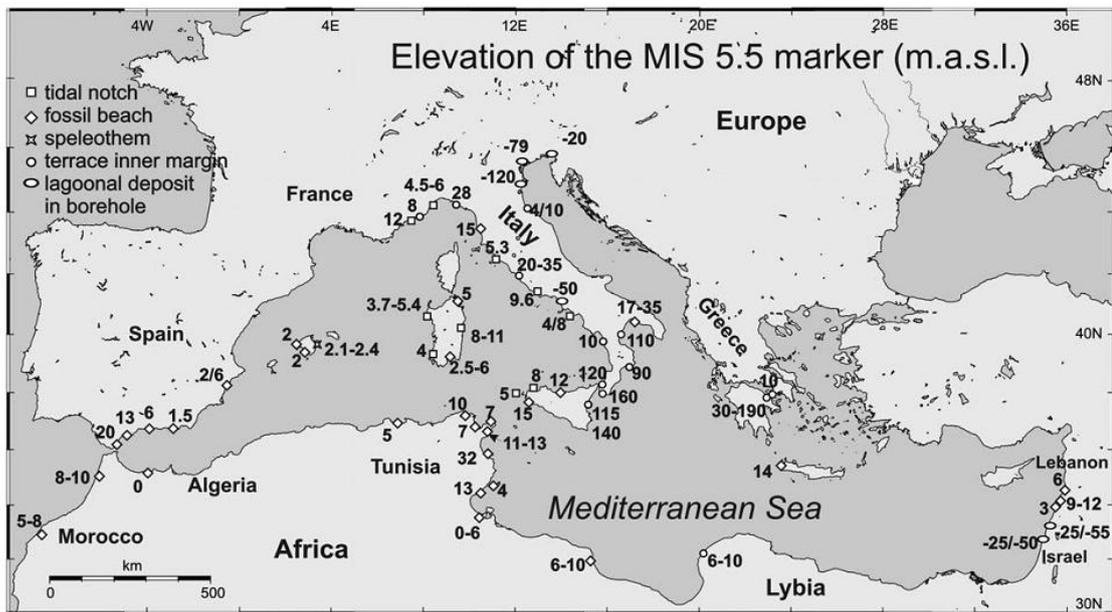


Figura 6: il livello del mare durante l'ultimo interglaciale (circa 125'000 anni fa) (fonte: Ferranti et al., 2006).

Il Pleistocene superiore registra l'inizio dell'ultima glaciazione, che ha determinato l'ultimo aumento significativo della masse glaciali, preceduto da un periodo di oscillazioni climatiche, anche se non in misura tale da causare nell'arco alpino una variazione delle masse glaciali paragonabile a quella determinata dalle glaciazioni precedente (Marine Isotope Stage, MIS, 6) e successiva (MIS 2; vale da dire l'LGM) (Monegato et al., 2010a). Limitatamente all'Europa Meridionale, la massima espansione glaciale legata all'LGM si è avuta dopo i 30'000 e i 20'000 anni fa, in modo sincrono tra il versante nord e sud delle Alpi (Ivy-Ochs et al., 2008; Monegato et al., 2007).

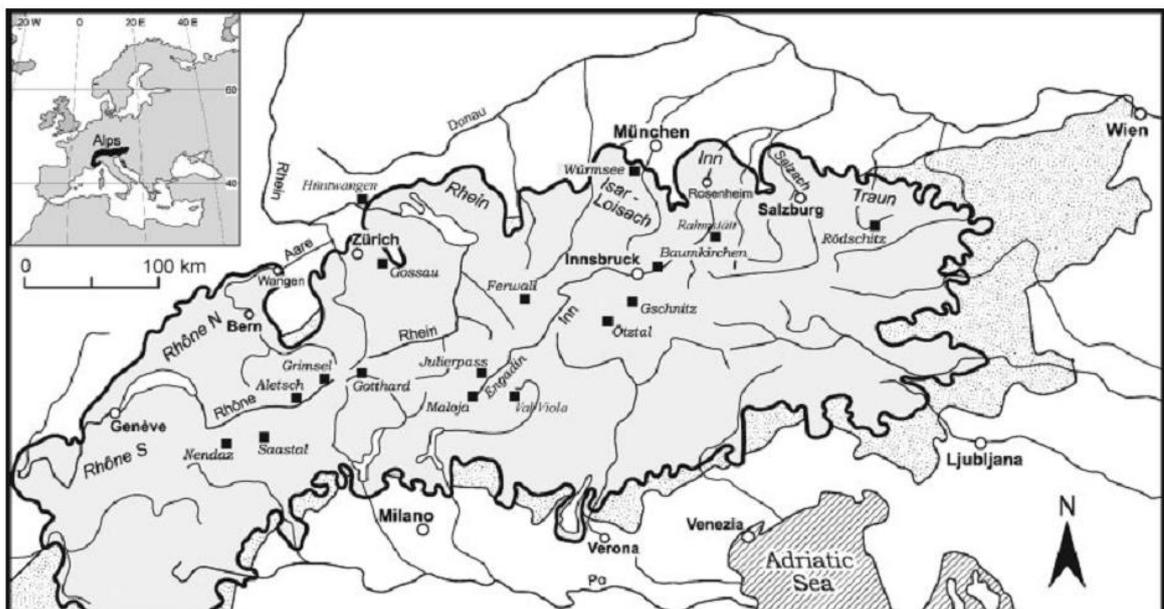


Figura 7: massima estensione dei ghiacciai alpini durante l'LGM (fonte: Ivy-Ochs et al., 2008).

Nel Tardoglaciale si è verificata la transizione dalle condizioni glaciali a quelle interglaciali; tale passaggio è avvenuto, per quanto attiene la pianura Veneta, a partire da 18'000 anni dal presente (Monegato et al., 2010a). Ivy-Ochs et al. (2008) illustrano infatti come già a 17'000 anni dal presente vi fossero condizioni di valli glaciali libere dal ghiaccio, corrispondenti ad una riduzione della massa presente all'acme di circa l'80%. Questo avveniva in condizioni di temperature più basse del presente (9 – 11°C in meno durante il periodo estivo) ma con un accumulo di materiale nevoso assai ridotto sulle masse glaciali preesistenti. Le precipitazioni sulla catena alpina sono infatti state stimate pari a circa il 30% delle quantità odierne (Kerschner et al., 1999; Ivy-Ochs et al., 2006).

Successivamente a tale periodo è seguita una fase di riscaldamento, a sua volta sfociata in un ulteriore periodo freddo, chiamato Younger Dryas, contraddistinto da una temperatura media inferiore alla precedente di circa 3,5°C (Ivy-Ochs et al., 2008). L'inizio di questo lasso di tempo è datato circa 13 ka e corrisponde ad un episodio di deterioramento climatico con livelli precipitazioni ridotte del 20 – 30% rispetto alle attuali (Ivy-Ochs et al., 2008). Tipiche di questi intervalli sono le brusche variazioni di temperatura occorrenti ad entrambi gli estremi.

Al termine del periodo Tardoglaciale è fissato il passaggio all'Olocene, transizione che avviene nell'arco di alcune decadi e che vede una risalita della temperatura di circa 7°C e quantità di precipitazioni doppia rispetto alle precedenti.

Le curve isotopiche oloceniche, ricavate dai ghiacci antartici, presentano un andamento generalmente stabile, fatta eccezione per un acme negativo localizzato a 8'200 anni calibrati B.P., corrispondente ad un'analoga perturbazione dell'andamento della curva del metano, attribuito ad un breve intervallo arido (Orombelli e Ravazzi, 1996). Le suddivisioni stratigrafiche oloceniche, al contrario di quelle pleistoceniche, non corrispondono a eventi climatici ben determinati. Le cronozone definite per questo periodo sono: Preboreale, Boreale, Atlantico, Subboreale, Subatlantico. Rilevamenti paleoclimatici svolti nelle zone temperate hanno evidenziato la presenza di un intervallo caratterizzato da temperature più elevate, o molto simili, rispetto alle attuali, che è stato chiamato "optimum olocenico". Localizzato nella prima metà dell'Olocene, tra 9'000 e 4'000 anni calibrati B.P., vale a dire tra il periodo Preboreale e il Boreale, questo intervallo corrisponde altresì ad una riduzione delle zone umide alle basse latitudini, molto estese nel lasso di tempo intercorso durante il Tardoglaciale e l'Olocene inferiore. Variazioni di tale portata hanno avuto impatti paragonabili a quelli causati dalle variazioni di temperatura, estremamente influenti sulle dinamiche ambientali (Orombelli e Ravazzi, 1996).

Condizioni abbastanza simili alle attuali si sono verificate sulla terra solo dall'inizio dell'Olocene, ma i livelli marini si sono portati ad un'altezza simile all'odierna al termine dell'ultimo innalzamento eustatico, vale a dire circa 6'000 anni fa.

Il limite tra la cronozona Atlantico e la Subboreale, corrispondente a circa 5'000 anni calibrati B.P., sembra coincidere con l'inizio di un abbassamento della temperatura, quindi ad un avanzamento generale delle fronti glaciali. Tale intervallo di tempo, che prende il nome di Neoglaciazione, persiste fino al secolo attuale. Il tardo Olocene vede l'avvenire, in corrispondenza del limite Subboreale-Subatlantico, di un ulteriore cambiamento climatico; numerosi studi paleoclimatici mostrano una tendenza delle temperature a raggiungere valori più freddi e del clima a diventare più umido. Indicatori che testimoniano questo movimento sono stati ritrovati piuttosto frequentemente in tutta l'area mediterranea, lontano dalle aree soggette a presenza di ghiacciai. L'evoluzione ambientale di questa zona, differisce sostanzialmente dal trend che si registra in Europa continentale (Orombelli e Ravazzi, 1996).

Con riferimento specifico all'area subalpina oggetto della tesi, sono stati descritti diversi episodi sedimentari, tra cui anche alcuni di origine glaciale, riconducibili al Pleistocene medio e superiore (Bartolomei, 1976, 1984; Cucato, 2001, 2007). In prossimità dell'abitato di Cogollo del Cengio è stato individuato un sistema morenico frontale riconducibile, secondo Bartolomei (1976), ad una singola

avanzata glaciale avvenuta durante il periodo Würmiano, il cui flusso detritico è stato responsabile del riempimento della parte terminale della Valdastico e ha contribuito alla formazione della pianura vicentina. Bartolomei (1976) e Cucato (2001 e comunicazione orale) riportano la presenza di vari piccoli affioramenti di origine glaciale ricchi in porfiriti, localizzati sul fianco settentrionale del monte Summano, alla quota di circa 325 m s.l.m., e sul fianco sinistro della Valdastico, compresi tra 380 e 450 m s.l.m.. Entrambi attribuiscono questi depositi ad un'avanzata glaciale antecedente l'LGM, che raggiungeva posizioni più avanzate all'interno della valle.

## 2.3 Inquadramento geomorfologico

La pianura viene generalmente considerata come una superficie piatta, priva di forme caratteristiche riconoscibili, rispetto alla collina e alla montagna, che vedono emergere con evidenza forme tipiche dai caratteri facilmente distinguibili. In realtà, anche la pianura presenta assetti peculiari, risultanti dai vari processi operanti su di essa. La pianura può essere catalogata come forma di accumulo, sebbene per regioni o intervalli temporali ristretti vi possano avvenire fenomeni di erosione. Queste caratteristiche rendono quindi possibile il riconoscimento sia di forme di erosione, sia di accumulo (Sauro, 1998).

Questa sezione del lavoro intende presentare, appunto, una breve descrizione e caratterizzazione generale delle condizioni geomorfologiche vigenti nel territorio studiato.

### 2.3.1 I Megafan

Gli *alluvial fan*, o “conoidi alluvionali”, sono depositi di forma convessa che si esplicano con una tipica forma a ventaglio. Si collocano tipicamente allo sbocco in pianura dei corsi d’acqua, laddove essi non risultano più costretti nel loro corso e possono espandersi e divagare, perdendo così competenza di trasporto e depositando una gran quantità di sedimento. La forma può essere più o meno grande ed avere un rilievo più o meno accentuato a seconda dello spazio di accomodamento, della pendenza della pianura su cui si appoggia e della grandezza del corso d’acqua che l’ha originata (Castiglioni, 1986). In relazione alla tipologia del corso d’acqua che alimenta il conoide, e quindi alla tipologia dei depositi che lo compongono, oltre che alla pendenza della forma, secondo la classificazione proposta da Stanistreet and McCarthy (1993) esso può essere definito “conoide da *debris flow*” (*debris flow dominated fan*), “conoide fluviale di tipo *braided*” (*braided fluvial fan*) e “conoide fluviale a bassa sinuosità/meandriforme” (*low sinuosity/meandering fluvial fan*). Il materiale viene accumulato sulla porzione attiva della superficie del conoide, porzione che varia per effetto di frequenti spostamenti dell’alveo, che tende a seguire la linea di maggior pendenza. In un conoide alluvionale si possono distinguere: l’*apice*, vale a dire il punto da cui il corso d’acqua emerge dal rilievo, il *canale di alimentazione*, che si presenta nella prima parte inciso, salvo poi nel *punto di intersezione* allargarsi e diventare coalescente alla superficie attiva del conoide. La pendenza del deposito è funzione della portata e della granulometria trasportata e spesso si originano quelli che vengono chiamati conoidi *telescopici*. Un conoide viene detto telescopico quando il canale di alimentazione si incide sulla superficie del deposito e va sboccare alla pianura al termine dello stesso, creando così un ulteriore cono.

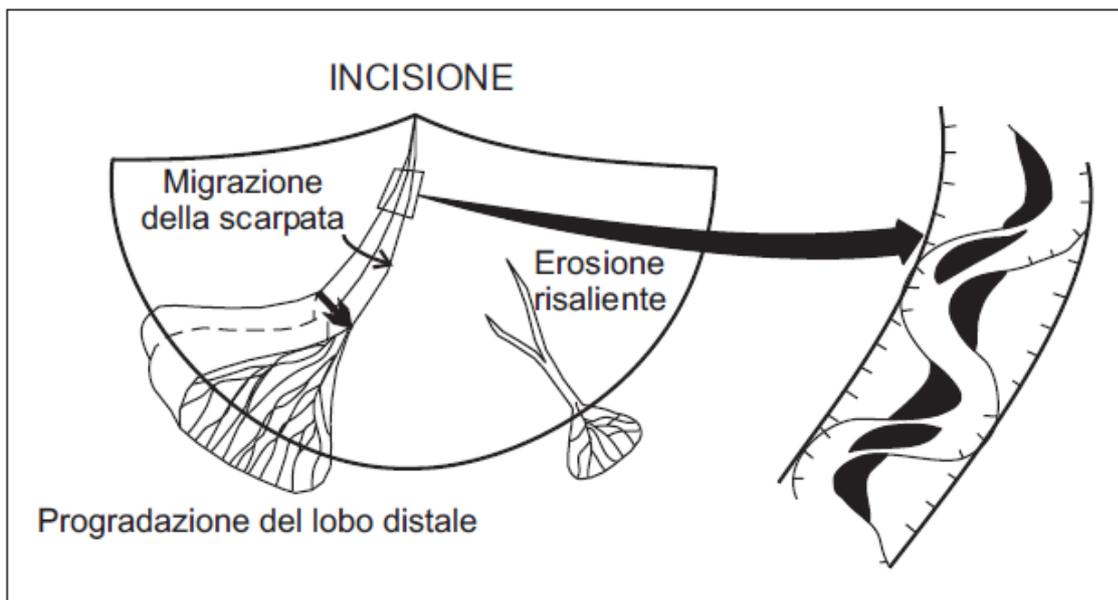
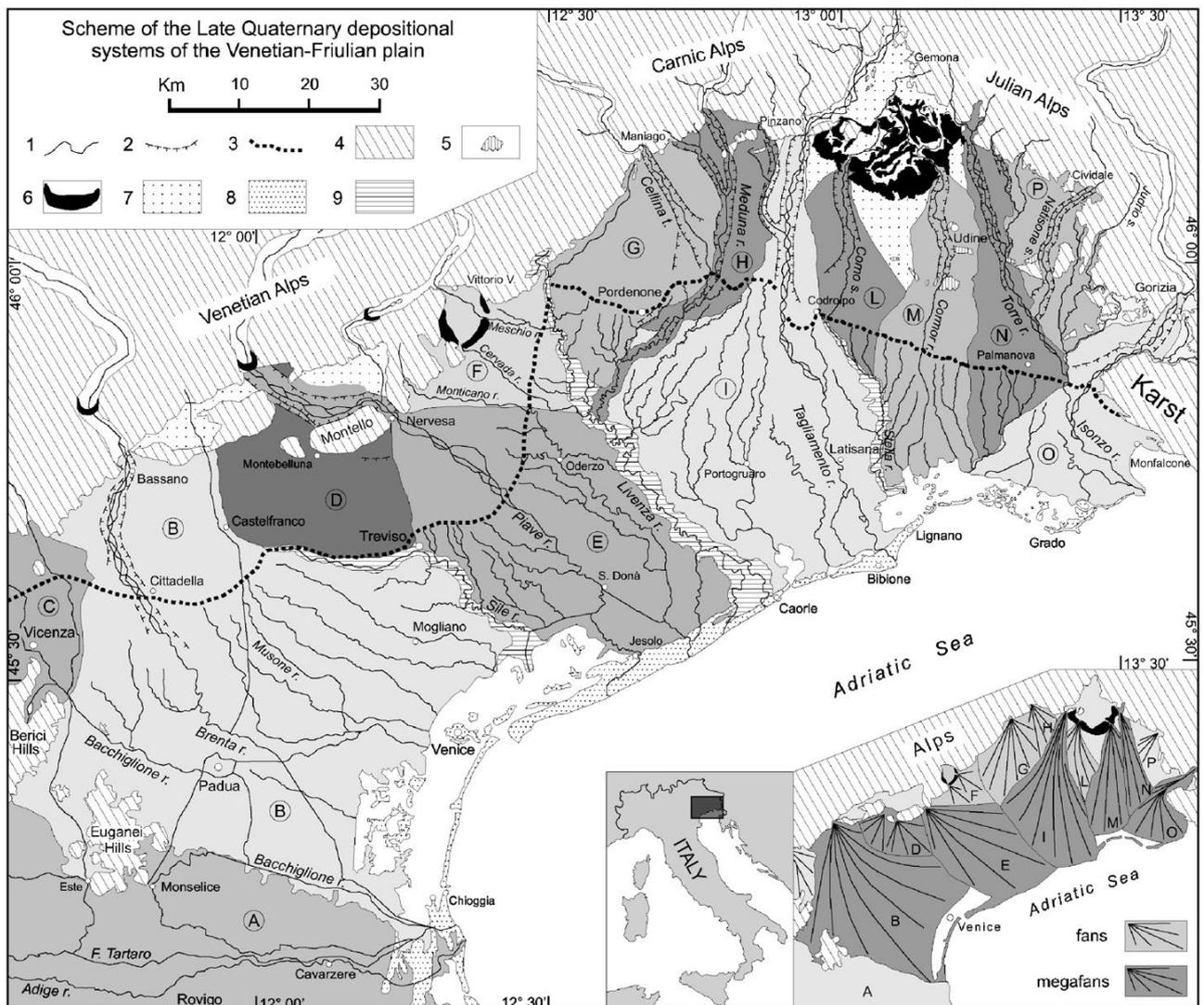


Figura 8: schema delle fasi di incisione e di deposizione distale dei conoidi telescopici (fonte: Zanferrari et al., 2008)

Nel caso in cui queste forme non siano più di tipo locale, ma siano corpi deposizionali a carattere regionale (o continentale), quindi con un'area di almeno 1000 km<sup>2</sup>, si parla di *Megafan*. Essi presentano la medesima forma a ventaglio tipica dei conoidi alluvionali e sono caratterizzati da un'alimentazione legata ad un corso d'acqua principale che ne determina l'aggradazione; per questo motivo presentano altresì una differenziazione di facies in senso longitudinale. I megafan sono tipici di aree di avampaese, dove i corsi d'acqua possono raccogliere grandi quantità di sedimento che viene poi depositato a valle, nelle pianure antistanti le catene.

Nell'area delle Pianura Veneto-Friulana queste forme sono state individuate e caratterizzate da alcuni ricercatori del Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova, Mozzi, Fontana e Bondesan (si vedano, ad esempio: Mozzi, 200; Fontana et al., 2008).



**Figura 9:** schema dei sistemi deposizionali del Tardo Quaternario nella Pianura Veneto-Friulana (fonte: Fontana et al., 2008).  
**Simboli:** (1) corso d'acqua, (2) scarpata fluviale, (3) limite superiore della fascia delle risorgive, (4) rilievi, (5) terrazzi tettonici, (6) sistemi morenici frontali, (7) depositi di interconoide e intramontani, (8) sistemi costieri e deltizi, (9) sistemi fluviali alimentati da acque sotterranee. Aree in toni di grigio: (A) pianura alluvionale dell'Adige, (B) megafan del Brenta, (C) fan dell'Astico, (D) megafan di Montebelluna, (E) megafan del Piave, (F) fan di Monticano–Cervada–Meschio, (G) fan del Cellina, (H) fan del Meduna, (I) megafan del Tagliamento, (L) fan del Corno, (M) megafan del Cormor, (N) megafan del Torre, (O) megafan dell'Isonzo, (P) fan del Natisone.

Anche nel caso dei megafan si può assistere alla creazione di forme di tipo telescopico. In questo caso esse si determinano in risposta ad una variazione del livello di base di notevole entità, quale ad esempio un periodo glaciale. Nell'area della Pianura veneto-Friulana questo si è verificato verso la fine dell'LGM, circa 20'000 anni fa (Fontana et al., 2010). A quell'epoca si determinò un repentino calo nella portata solida dei fiumi veneti, determinata da un effetto "trappola" delle cerchie moreniche glaciali LGM, a fronte di una portata liquida paragonabile alla precedente. Questo ha determinato un'incisione dei fiumi nella superficie LGM, incisione che ha raggiunto anche più di 20 m nel caso del Fiume Brenta, in prossimità di Bassano del Grappa (Mozzi, 2003). In seguito a questa fase di incisione c'è stato un nuovo episodio di deposizione che ha via via colmato i solchi fluviali e portato ad una nuova riattivazione della superficie di pianura, ragion per cui la Pianura Veneto-Friulana è caratterizzata dalla presenza di sedimenti Olocenici giustapposti ad "isole" di materiali Pleistocenici.

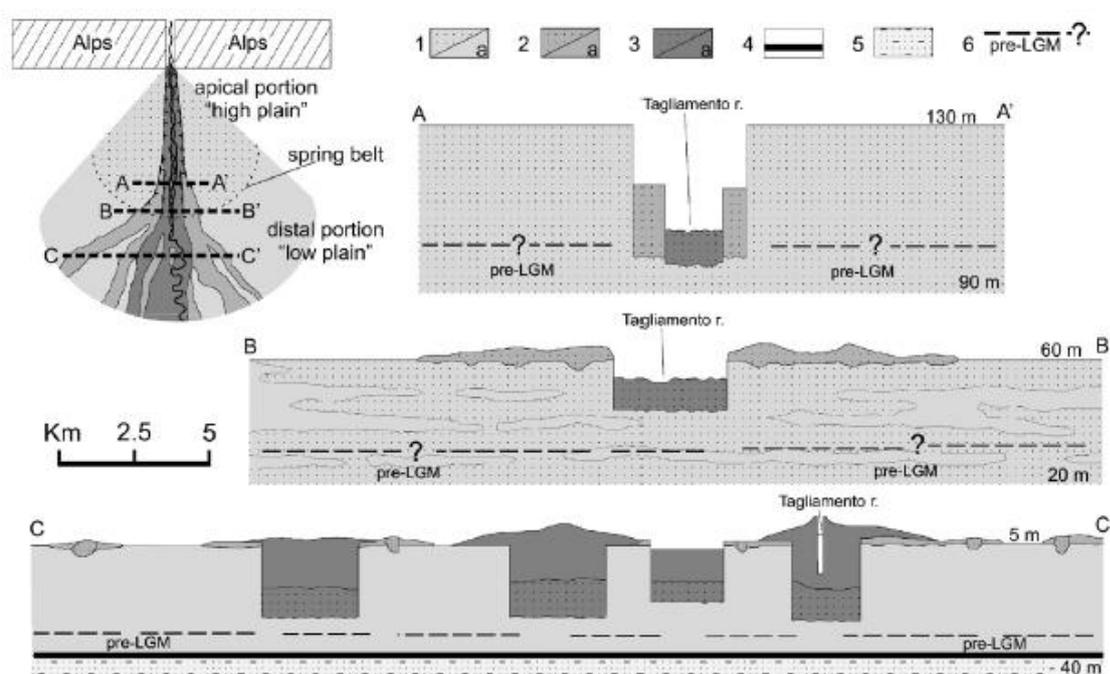


Fig. 9. Simplified scheme of the telescopic alluvial megafan of Tagliamento River. (1) LGM gravels and sands, (a) LGM clayey silt, (2) Late LGM gravels and sands, (a) Late LGM clayey silt, (3) post-LGM gravels and sands, (a) post-LGM fine sediments, (4) peat and organic sediments, (5) lagoon and shallow-marine deposits dating to MIS 5 and (6) hypothetical limit between LGM and pre-LGM deposits.

**Figura 10: schema semplificato del Megafan telescopico del Tagliamento (fonte: Fontana et al., 2008). Legenda: (1) sabbie e ghiaie LGM, (a) limo argilloso LGM, (2) sabbie e ghiaie del tardo LGM, (a) limo argilloso del tardo LGM, (3) sabbie e ghiaie post-LGM (a) sedimenti fini post-LGM, (4) torba e sedimenti organici, (5) depositi di laguna e di mare basso datati MIS 5, (6) limite ipotetico tra depositi LGM e post-LGM.**

### 2.3.2 Migrazione fluviale

La migrazione fluviale è una tipologia di processo responsabile della creazione di forme di dimensioni ridotte rispetto ad altre strutture di grande portata, quali i megafan. Si fa presente che le descrizioni si riferiscono a processi che avvengono in regimi fluviali naturali, non arginati. Tale condizione, nella porzione di pianura in esame, dovrebbe essersi verificata fino a circa il XII secolo d.C.. Successivamente a tale periodo, l'uomo è intervenuto lungo il corso del fiume innalzando e rinforzando gli argini per prevenire esondazioni, portando quindi il fiume a scorrere ad una quota sempre maggiore rispetto alla pianura circostante, con notevole aumento dei danni potenziali dovuti ad una rottura degli argini.

All'interno, sia dell'alta sia della bassa pianura, una delle forme più caratteristiche è il "dosso fluviale". Si tratta di una forma di accumulo che assume la fisionomia di una dorsale allungata, secondo le direzioni di massima pendenza regionale, avente larghezza variabile tra le poche decine di metri e alcuni chilometri e altezza massima di alcuni metri. Questa forma è dovuta all'azione di un corso d'acqua, che tende a

depositare il materiale che trasporta e che mantiene, per un tempo sufficientemente lungo, il suo tracciato. In tal modo il corso d'acqua costruisce un rilievo sotto e lateralmente a se stesso, finendo quindi con lo scorrere ad una quota leggermente più alta rispetto a quella della pianura circostante. Un dosso fluviale presenta ai lati due convessità minori che costituiscono gli argini naturali del corso d'acqua; l'alveo, che scorre centralmente, è leggermente depresso lungo l'asse centrale del dosso. L'argine naturale si presenta come un cuneo di sedimenti con il fianco a pendenza più marcata rivolto verso il canale. Esso è caratterizzato da alternanze di materiale a granulometria differente in cui i più grossolani sono depositi nella fase di tracimazione e i più fini nella coda dell'esondazione. I dossi fluviali nelle aree di pianura hanno avuto un influsso particolarmente significativo sullo sviluppo delle attività umane, molto più di quanto le evidenze lascerebbero intuire. Quasi tutti i dossi della bassa Pianura Padana sono stati eletti, per la loro conformazione, a luoghi preferenziali per gli insediamenti abitativi umani sin dai tempi preistorici. Un dosso rappresenta, infatti, un'area particolarmente indicata per la residenza umana, in quanto situata nelle vicinanze di un corso d'acqua per la sua posizione rilevata, protetta dalle esondazioni. La granulometria grossolana, inoltre, ne favorisce il drenaggio, rendendo la zona più salubre e fertile.

I sedimenti trasportati dai fiumi vengono depositi con più facilità ai lati del canale, piuttosto che sul fondo; processo spiegabile, in modo abbastanza intuitivo, dalla differenza di attrito presente nelle due zone, maggiore ai bordi, determinando un rallentamento della corrente e una diminuzione della capacità di trasporto. Questo meccanismo, unito al decremento della velocità legato alla perdita di capacità di trasporto del flusso nel momento in cui il fiume tracima, fa sì che esso costruisca da sé i propri argini, arrivando ad una situazione di equilibrio tale per cui vengono superati solo dalle piene maggiori. Nel caso di fenomeni di piena eccezionali, il fiume può rompere il suo argine e cambiare completamente il suo percorso a valle ("avulsione"), facilitato in questo dalla maggiore quota a cui scorreva in precedenza. Questo avvenimento determina il formarsi di un ulteriore dosso, in posizione più o meno lontana rispetto al precedente.

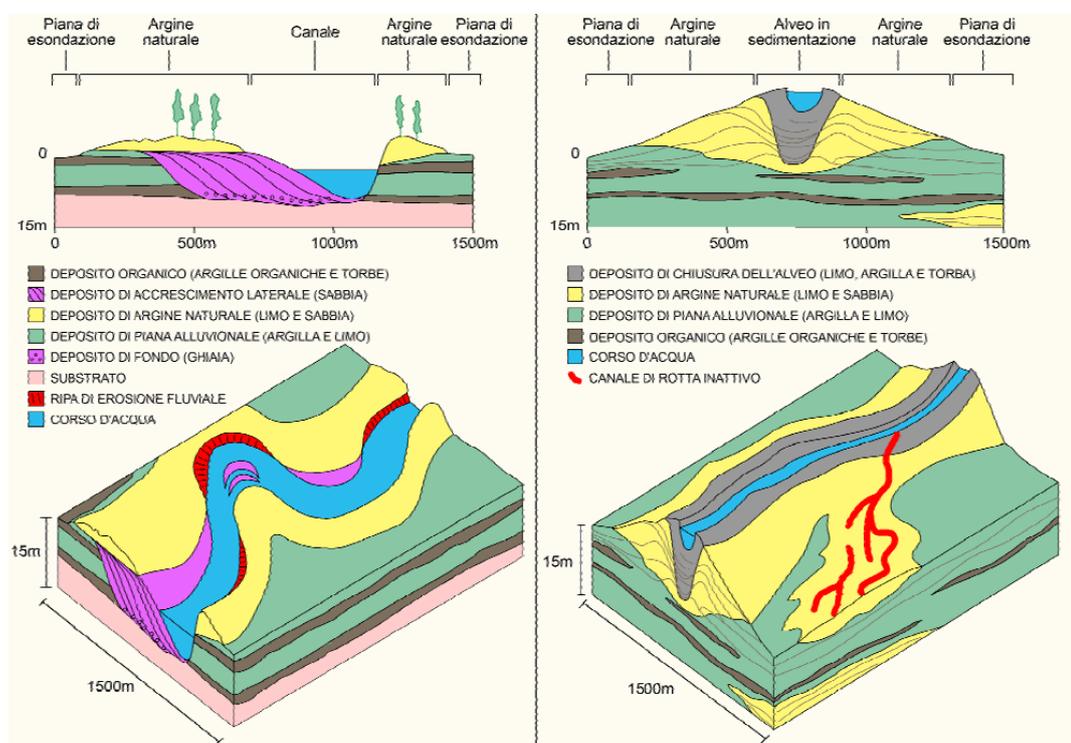


Figura 11: alvei fluviali in bassa pianura: meandriforme (a sinistra), sospeso, (a destra), e meccanismi di spostamento: migrazione laterale (a sinistra) e avulsione (a destra) (fonte: Bondesan e Meneghel, 2004).

Nel tempo, dalle divagazioni dei fiumi può originarsi un sistema di dossi fluviali che delimitano depressioni chiuse o semichiusate, soggette ad impaludamenti e a deposizione dei sedimenti fini trasportati dalle esondazioni. In corrispondenza dei punti di rotta dell'argine, si può avere la formazione dei cosiddetti "ventagli di rotta", forme caratterizzate da una sagoma a cono con l'apice coincidente con il punto di rottura, e da una granulometria via via decrescente da sabbia a limo sabbioso con la distanza da esso.

Tra le forme di erosione fluviale della pianura possiamo distinguere i terrazzi, le depressioni di testata di fontanile e i solchi fluviali.

I terrazzi fluviali sono superfici poco inclinate, delimitate dall'orlo di una scarpata erosa dal fiume; la loro genesi si articola in due fasi distinte: durante la prima il fiume deposita sedimenti, innalzando il suo letto e costruendo una pianura, mentre nel corso del secondo stadio, a causa di una riduzione della portata solida o di un aumento della portata liquida, il corso d'acqua diventa erosivo ed incide il suo alveo all'interno delle proprie alluvioni. Tale forma si è venuta a creare in numerosi ed evidenti casi durante l'ultima fase postglaciale, a causa della presenza di laghi formati all'interno delle cerchie moreniche, in quel momento libere dal ghiaccio, che funzionavano come trappole per il sedimento, cosicché a valle i corsi d'acqua ne risultavano impoveriti.

Altra tipologia di forma d'erosione è la depressione di testata di fontanile. Essa si presenta come un solco che inizia con una conca imbutiforme o articolata in più lobi, in corrispondenza di una sorgente ben definita o diffusa. La fusione di più depressioni in un unicum può portare all'individuazione di estese conche di pianura, chiamate "bassure di risorgiva".

Tra le forme più comuni di una piana alluvionale sono da citare le tracce di canali abbandonati, le quali si possono presentare incise nella superficie della piana, sopraelevate rispetto ad essa o anche allo stesso livello, senza alcun risalto morfologico; il trascorrere del tempo porta, ovviamente, al livellamento di dette strutture, riempiendo le depressioni o erodendo le elevazioni, omogeneizzando quindi le quote, anche a seguito dell'attività antropica moderna.

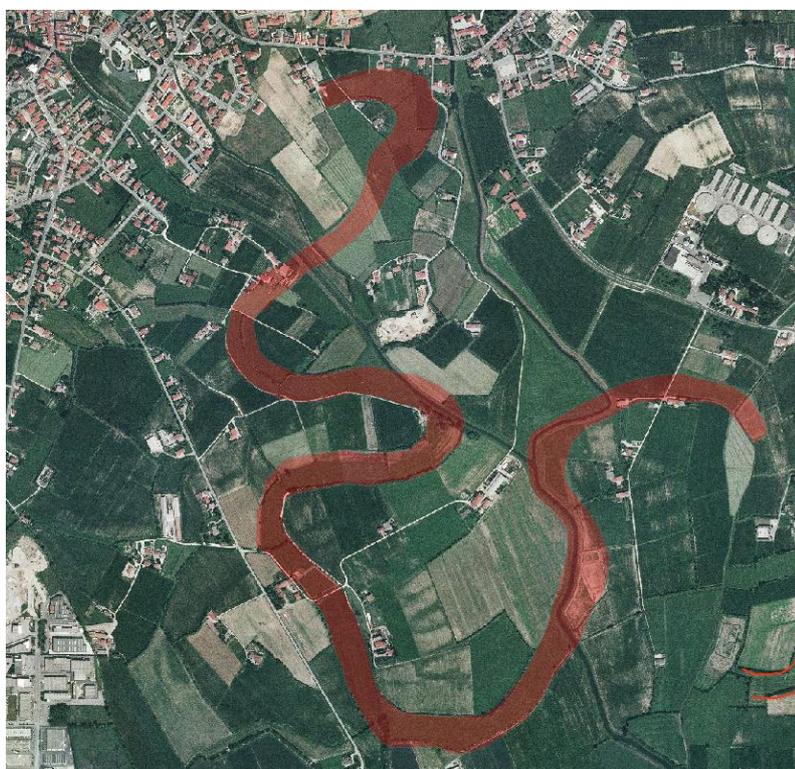


Figura 12: esempio di canale abbandonato riconosciuto da foto aerea.

Le forme concave entro i depositi di piana in genere testimoniano una fase del fiume, immediatamente precedente l'abbandono, in cui esso si trovava in equilibrio o in erosione dentro la piana stessa. La presenza entro il solco di depositi costituiti da materiale fine e/o torbe è indicativa di uno stadio di alveo morto; il periodo trascorso dall'abbandono può essere stimato per mezzo della datazione di opportuni materiali organici o resti antropici rinvenuti entro la serie stratigrafica che costituisce il riempimento residuale dell'alveo.

Qualora il corso d'acqua abbandonato sia bordato da argini naturali rilevati, o addirittura assuma una forma convessa sulla superficie, è ipotizzabile una situazione opposta rispetto alla precedente, per cui il fiume si trovava in una fase di aggradazione, cui è seguito un evento di avulsione.

Evidenze di queste strutture visibili in foto aerea sono i particolari contrasti cromatici, nel caso in cui il riempimento del canale abbandonato sia costituito da materiale ad alto contenuto organico, per cui la traccia risulta essere più scura rispetto alla pianura circostante, oppure diverse risposte della vegetazione in fase di stress idrico, nel caso in cui le coltivazioni vengano favorite o danneggiate dalla particolare granulometria del suolo su cui sorgono. Nel caso di alvei in cui affiorano sedimenti sabbiosi delle barre poste all'interno dell'alveo, le tonalità saranno più chiare della piana di esondazione circostante.

Le diverse caratteristiche dei canali abbandonati permettono di determinarne in modo speditivo l'appartenenza ad un determinato regime ambientale e temporale; significativo esempio è il contrasto tra i canali pleistocenici, dal corso maggiormente rettilineo, e quelli olocenici, tipicamente meandriformi (Fontana, 2006).

I canali abbandonati sono presenti solamente nei casi in cui la migrazione dei fiumi avvenga per avulsione; diverso caso è quello in cui si ha spostamento del corso d'acqua tramite migrazione. Tale processo prevede lo spostamento del corso d'acqua mediante erosione, che si determina principalmente nei punti di maggiore energia della corrente, e sedimentazione, localizzata nelle zone a minore energia.

Nel caso di un canale meandriforme, questo meccanismo si traduce in erosione ristretta alla sponda esterna e sedimentazione su quella interna, ragion per cui il meandro tende ad aumentare di ampiezza. La situazione descritta genera così una curva di meandro molto accentuata, che favorisce il "taglio di meandro", vale a dire un'avulsione parziale che avviene durante una fase di piena: il corso d'acqua tracima e sceglie quindi il tragitto di minore percorrenza, elidendo il meandro e collegandosi secondo una linea pressoché retta. Caratteristico delle pianure con questi corsi d'acqua diventa perciò il meandro abbandonato, sede di sedimentazione di materiale fine e/o torboso, in ambiente lacustre o paludoso.

Alle forme finora descritte vanno ad aggiungersene molte altre, dovute all'azione dell'uomo sulla pianura; sono infatti state rivenute numerosissime tracce di canalizzazioni, bonifiche, ripascimenti agricoli, terrazzi artificiali di varia natura e scopo, ecc.. Si è scelto di non mappare dette strutture, né di descriverle, in quanto non attinenti ai processi indagati. Si è però rivelato necessario, in alcuni casi, osservare gli interventi umani effettuati su strutture precedentemente naturali, cercando di distinguere l'influenza artificiale da quella naturale; la cautela in queste situazioni ha suggerito di non trarre conclusioni assolute senza il supporto di numerosi dati incontrovertibilmente naturali.



## 3 Metodi

### 3.1 Rilevamento di terreno

L'attività di rilevamento diretto sul terreno ha costituito una parte cardine di questo lavoro di tesi. Per ragioni legate alla visibilità degli affioramenti questa fase è stata condotta principalmente durante il periodo autunnale/invernale, quando la copertura vegetale è minore.

Il rilevamento di terreno si basa sull'osservazione, la descrizione e l'analisi diretta del sedimento e delle rocce presenti nell'area considerata. Le diverse peculiarità del territorio compreso nella zona della tesi hanno fatto sì che questa fase si esplicasse con diverse modalità, a seconda della zona in esame. Infatti, se nella zona settentrionale dell'area, corrispondente alla media e bassa Valdastico, è stato possibile procedere osservando sezioni stratigrafiche esposte (con "esposte" si intendono quelle sezioni che mostrano in affioramento una successione verticale dei depositi) di sedimenti quaternari e affioramenti di rocce più antiche, derivanti dalla configurazione accidentata del terreno o a causa di fenomeni franosi, nella zona di pianura la possibilità di reperimento di queste sezioni è ridotta a scavi di natura antropica, in special modo si sono rivelate utili allo scopo le escavazioni per l'estrazione di ghiaia o sabbia.

A questi dati si sono aggiunti quelli derivanti dall'osservazione di carotaggi meccanici. In questo caso l'informazione ottenibile è di tipo puntuale, mancano quindi indicazioni sull'andamento spaziale dei corpi sedimentari e sulle loro geometrie; spesso, inoltre, l'identificazione della natura delle superfici che li separano può essere difficoltosa. Il costo elevato di questa metodologia d'indagine ha però reso impossibile la realizzazione di perforazioni *ad hoc*; ci si è dunque affidati alla possibilità di analizzare il materiale estratto da altri enti o aziende, che hanno gentilmente messo a disposizione il frutto delle loro operazioni.

E' evidente, quindi, che i dati ottenibili in area di pianura sono caratterizzati da una dispersione casuale sul territorio, ragion per cui vi sono aree che è stato possibile caratterizzare con elevato dettaglio e altre in cui è pressoché assente qualsivoglia informazione.

Nei casi in cui è stato possibile osservare direttamente il sedimento si è proceduto secondo i suggerimenti descritti da Bini (1990). La sezione, o la carota, è stata quindi pulita, fotografata e osservata nel suo insieme, dopodiché si è proceduto alla sua suddivisione in strati, vale a dire in entità sedimentarie aventi al loro interno caratteristiche omogenee dal punto di vista delle *litofacies*, che possono quindi essere ricondotti ad una deposizione in regime di condizioni fisiche costanti.

Ogni singolo strato è poi stato descritto nel dettaglio, annotandone i seguenti dettagli:

- Spessore: indicato in centimetri, lo spessore dello strato è stato fornito misurando la distanza intercorrente tra tetto e letto dello stesso, presa perpendicolarmente alle superfici limite. Nel caso di strati aventi spessore variabile ne è stato annotato l'andamento e lo spessore rilevato in vari punti.
- Geometria: carattere osservabile solamente qualora ci si confronti con sezioni stratigrafiche esposte, questa peculiarità riflette l'andamento delle superfici di stratificazione o le discontinuità che delimitano lo strato; è stata indicata con termini descrittivi (ad esempio: lentiforme, tabulare, ecc) e corredata da una schematizzazione grafica. E' evidente che una corretta individuazione di questo elemento fornisce un'ottima indicazione dell'architettura sedimentaria del deposito che, associata alle caratteristiche delle litofacies, possono dare indicazioni sui processi formativi del corpo sedimentario.
- Granulometria: consiste nella dimensione media dei singoli elementi componenti il sedimento. E' stata osservata in modo speditivo con l'ausilio di un comparatore granulometrico nel caso della frazione sabbiosa, mentre per la frazione limosa e argillosa ci si è affidati alla propria sensibilità tattile. Nella descrizione di sedimenti ghiaiosi si è riportata la dimensione media

dell'asse *b* (quello intermedio) dei ciottoli, e nei casi in cui appariva particolarmente rilevante anche la dimensione massima dell'asse *a* (quello maggiore). Sono state anche riportate le dimensioni dell'asse *b* dei ciottoli di dimensioni massime presenti nello strato. La separazione in classi granulometriche è stata fatta seguendo la Scala di Wentworth (1922). Nel caso di depositi alluvionali, questo carattere riflette la velocità della corrente.

- Selezione: si tratta di un indice valutativo dell'omogeneità dimensionale dei granuli. In campagna è stato possibile dare valutazioni solamente qualitative (ad esempio: molto ben selezionato, ben selezionato, poco selezionato, per nulla selezionato) con l'ausilio di comparatori visivi. Si tratta di una peculiarità che riflette il grado di classazione a cui è stato sottoposto il materiale.
- Supporto: corrisponde alla tipologia dei contatti intercorrenti tra i vari granuli componenti un deposito grossolano, vale a dire a partire dalla classe granulometrica della ghiaia. I clasti possono, infatti, essere a diretto contatto tra loro (in questo caso si parla di deposito *clasto-sostenuto* o *open-work*, nel caso in cui gli interstizi siano riempiti da cemento carbonatico) o separati da una frazione granulometrica inferiore, la *matrice* (deposito *fango-sostenuto*).
- Cementazione: indica il grado di cementazione dei clasti componenti il deposito in presenza di cemento calcitico post-deposizionale. È stata fornita una separazione in classi grossolane: cementazione *bassa*, se i clasti si separano con la semplice azione manuale, *media*, se si separano per mezzo del martello, ed *elevata*, se il deposito si rompe in modo indifferenziato. La cementazione fornisce elementi indicatori delle condizioni ambientali vigenti in seguito alla deposizione, ma non esiste una correlazione tempo-dipendente tra i vari gradi.
- Petrografia dei clasti: qualità valutabile sul terreno solamente nel caso di depositi grossolani, quindi a partire dalla classe granulometrica della ghiaia, questo carattere è indicativo del bacino di alimentazione cui il deposito è sotteso. La valutazione speditiva di campagna è stata integrata nel caso di particolari depositi sabbiosi con analisi petrografiche al microscopio, per la trattazione si veda il paragrafo dedicato nel presente capitolo.
- Alterazione dei clasti: peculiarità del deposito che riflette direttamente le condizioni cui esso è stato sottoposto successivamente alla sedimentazione.
- Forma dei clasti: si tratta di una valutazione sulla forma geometrica e sulla presenza e acutezza di bordi e spigoli nei granuli del deposito. Esprimibile solamente per i depositi ghiaiosi; nella descrizione è stato definito con i seguenti termini: *arrotondato*, *sub-arrotondato*, *sub-angoloso*, *angoloso*. Questo carattere è indicatore della tipologia di trasporto subito dal singolo granulo.
- Strutture sedimentarie: nel caso dei depositi quaternari osservati, con il termine in oggetto si vogliono intendere quelle caratteristiche del deposito determinatesi durante la deposizione del sedimento. Vengono quindi considerate tutte quelle caratteristiche che rendono particolare un deposito, distinguendolo dagli accumuli *massivi*, in cui non vi è il minimo indizio di organizzazione del materiale. In particolar modo si è cercato di individuare la presenza, la tipologia, lo spessore e l'ampiezza di *lamine* e di gradazione del sedimento all'interno dello strato. Si tratta di caratteri valutabili principalmente in sezioni aperte, in quanto caratterizzati da scala ridotta e fragilità tali da renderne estremamente difficoltosa l'individuazione all'interno di carotaggi, in cui è però comunque possibile osservare la presenza di gradazione del materiale. L'insieme di queste peculiarità fornisce potenzialmente ampie indicazioni sulla tipologia di trasporto subito dal materiale e sulla sua intensità, in particolar modo per i depositi fluviali.
- Colore: questo carattere è stato valutato sul sedimento umido, come previsto dalle convenzioni, per mezzo di un particolare comparatore visivo appositamente studiato: le Munsell Soil Colour Charts. Esse associano una sigla ad una data tonalità, evitando così al rilevatore di fornire

indicazioni ambigue e personali, che assumono diverso significato al variare del soggetto che le legge e/o compie. La colorazione di un sedimento riflette l'alterazione cui esso è stato sottoposto, ragion per cui l'importanza di questo indicatore è rilevante principalmente nel caso di orizzonti pedogenizzati. Come per l'alterazione del singolo clasto, anche in questo caso non vi è una correlazione tempo-dipendente assoluta, essendo coinvolte varie litologie e condizioni ambientali.

- Limiti: qualità descrivibile con precisione tanto maggiore quanto più ampio è l'affioramento del contatto tra i due strati coinvolti, essa è stata espressa con quanti più particolari possibili. Si tratta, infatti, di un carattere diagnostico della transizione tra diversi ambienti deposizionali e/o tipologie di trasporto del sedimento. È stata valutata: la gradualità della transizione (*netta, graduale, graduale per alternanza*), l'andamento spaziale del limite (*piano, ondulato, inclinato, ...*) e la sua tipologia (*erosivo, cambio di condizioni di sedimentazione, ...*).
- Facies: particolarità su cui si può basare anche la suddivisione in strati (si parla quindi di *litofacies*), è costituito dall'insieme delle caratteristiche litologiche che caratterizzano una roccia sedimentaria o un deposito. Su questo carattere si basa la disciplina della Stratigrafia Sequenziale, che si esprime nella Legge di Walther: *"I sedimenti della stessa facies si depositano gli uni accanto agli altri. I sedimenti di facies attigue si depositano gli uni accanto agli altri (eteropia). A causa di trasgressioni e regressioni, i depositi di facies migrano lateralmente e si sovrappongono a depositi di facies attigue"*.

L'equipaggiamento utilizzato per il rilevamento si componeva di:

- Coltello/cazzuola: utili sia per "aprire" il sedimento recuperato dai carotaggi, cosicché si possano compiere le osservazioni su di una superficie disturbata il meno possibile, sia per pulire le sezioni stratigrafiche esposte, per il medesimo motivo.
- Tavole Munsell dei colori: strumento imprescindibile per la caratterizzazione del colore del suolo e dei sedimenti; esse associano una sigla ad una data tonalità, evitando così al rilevatore di fornire indicazioni ambigue e personali, che assumono diverso significato al variare del soggetto che le legge e/o compie.
- Spruzzino pieno d'acqua: utilizzato sia per inumidire il campione prima della valutazione della tonalità cromatica (le convenzioni internazionali prevedono che tale operazione venga effettuata su porzioni di terreno umido), sia durante la stima percentuale della composizione granulometrica per i sedimenti fini (tale processo viene compiuto sulla base delle sensazioni tattili e della reazione del campione alla manipolazione).
- Acido cloridrico (HCl) diluito al 10%: permette di effettuare una valutazione speditiva sulla presenza e concentrazione di carbonato di calcio (CaCO<sub>3</sub>) nel campione. Ai diversi comportamenti vengono associati valori numerici crescenti: 0 (nessuna reazione), 1 (formazione di bolle solo udibili), 2 (formazione di piccole bollicine di gas), 3 (effervescenza spinta con bolle di dimensioni inferiori ai 3 mm), 4 (bolle superiori ai 3 mm di diametro).
- Comparatore granulometrico, costituito da campioni formati da particelle con dimensioni omogenee e crescenti, consente tramite un semplice raffronto con il sedimento estratto di fornirne un intervallo dimensionale obiettivo. È utilizzabile in modo affidabile limitatamente all'intervallo delle sabbie (0,05-2 mm) e solamente quando esse sono presenti in quantità apprezzabili.
- Quaderno di campagna, su cui annotare le osservazioni compiute, da riorganizzare in forma più consona al termine dell'attività sul campo.
- Metro rigido e cordella metrica, fondamentale per la valutazione degli spessori, oltre che delle distanze tra i vari elementi della sezione stratigrafica.

- Lente, per le osservazioni più ravvicinate dei dettagli di dimensioni ridotte.
- Bussola per geologia, modello “*SouthGeoSystems DQL-2A*”, necessaria alla rilevazione di direzione, immersione, inclinazione degli strati sedimentari e delle eventuali strutture in essi presenti.
- Macchina fotografica, indispensabile sia come ausilio alla memoria e agli appunti presi in campagna, sia per fornire una documentazione visiva relativo al sedimento, sia per permettere la visualizzazione dell’ambiente circostante il sondaggio tramite una serie di foto prese in panoramica e successivamente processate tramite semplici programmi di fotocomposizione per ottenere un’unica visuale a 360°.
- Gps modello “*E-Trex Vista*”, prodotto dalla ditta Garmin. Questa apparecchiatura, oltre a fornire le coordinate in cui ci si trova consente altresì di visualizzare a diverse scale l’andamento del percorso fino ad allora compiuto. Questa ultima caratteristica si è rivelata di estrema utilità in quanto in zone di pianura, la presenza di argini artificiali e di cambiamenti della divisione agricola del territorio rispetto ai supporti cartografici in mio possesso, rendeva difficoltoso stabilire con la dovuta accuratezza il posizionamento geografico. Nella zona pedemontana la risoluzione spaziale ottenibile era però troppo bassa, in ragione dei disturbi dovuti alla copertura arborea, che limitava la porzione di cielo visibile. Per questo motivo ci si è affidati al posizionamento tramite CTR.
- Sacchetti di plastica e carta stagnola, utilizzati per la repertazione di porzioni di materiale organico; la carta stagnola riduce l’ossidazione del materiale, limitando l’accesso di ossigeno, stessa funzione, oltre ad una moderata protezione, è assicurata dal sacchetto. Il campione viene siglato, sia sull’involucro di stagnola che sulla busta, indicando il codice ad esso assegnato, la trivellata e la profondità in cui lo si è rinvenuto e la polarità, qualora si tratti di reperti aventi necessità di tale dato. Il materiale repertato viene successivamente conservato in frigo, in modo tale da preservarne le condizioni originarie, fino al momento della consegna o spedizione al laboratorio dedicato all’analisi.

Le osservazioni effettuabili nel caso dei sondaggi meccanici, per evidenti motivi, molto ridotte rispetto alla mole di dati che si possono ottenere da una sezione esposta. Il possibile rimaneggiamento cui sono sottoposti i campioni estratti, soprattutto qualora la perforazione sia effettuata a secco o per distruzione, la ridotta quantità di materiale estratto, la potenziale contaminazione da parte di terreno franato dalle pareti o dalla sommità, e altri inconvenienti di minore importanza rendono assai complicato compiere una caratterizzazione precisa del sedimento. A questo si deve aggiungere il fatto che, alle volte, le cassette contenenti le carote estratte non vengono conservate con particolare cura, e può passare parecchio tempo tra la perforazione e il momento in cui è stato possibile avere accesso alla carota per effettuare la descrizione. E’ comunque possibile valutare le caratteristiche cromatiche del sedimento, sia in massa sia per le screziature, (in questo caso più tempo è intercorso tra la perforazione e l’osservazione e più il valore perde di significato, a causa dell’ossidazione che segue l’estrazione della carota), la reazione all’HCl, la presenza e tipologia di noduli, le caratteristiche degli inclusi (resti di organismi, resti vegetali reperti antropici) e la composizione del sedimento. Risulta invece difficoltoso individuare i limiti tra gli strati: essi appaiono a volte disturbati dalla manovra e non sempre è possibile una loro descrizione accurata, eventuali resti animali, vegetali o antropici possono venire distrutti o quantomeno frantumati.

La procedura per la descrizione di un carotaggio prende avvio con l’apertura dei campioni estratti per poter compiere le osservazioni su di una superficie fresca, cui fa seguito la documentazione fotografica generale e dei dettagli significativi. Si prosegue poi ad una valutazione grossolana dei limiti basandosi su valutazioni molto speditive di cromaticità, granulometria, reazione all’HCl; in seguito si procede alla caratterizzazione dei singoli strati annotandone i caratteri precedentemente descritti. Completano la descrizione le

coordinate del punto in cui è stato effettuato il carotaggio, la profondità della falda freatica, qualora presente, e le valutazioni di carattere generale compiute direttamente sul luogo della perforazione. Le osservazioni compiute in ambiente di cava sono state forzatamente ridotte. Nella totalità dei casi, le osservazioni sono state effettuate previo accompagnamento di un dipendente della ditta escavatrice e, salvo rarissimi casi, non è stato possibile accedere direttamente ai fronti principali di avanzamento, dovendosi limitare quindi ad una valutazione a distanza (pochi metri). E' stato dunque possibile effettuare osservazioni sulle caratteristiche architettoniche e deposizionali del sedimento, sulla concentrazione relativa di componenti litologici cromaticamente distinguibili dai circostanti (in particolar modo litologie vulcaniche/metamorfiche dalle carbonatiche), sulla granulometria dei depositi, a volte anche grazie a dati forniti dalle stesse ditte, e, nel caso di più fronti di scavo aperti contemporaneamente, sull'andamento tridimensionale degli strati, possibilità unica nei casi di rilevamento sul terreno. Lo scopo di queste opere di scavo rende purtroppo la variabilità del sedimento piuttosto ridotta, esse sono, infatti, realizzate e sviluppate proprio nelle aree in cui ci si aspetta una omogeneità granulometrica e tessiturale, che corrisponde ad una maggiore resa economica degli scavi.

## 3.2 Il telerilevamento

Il telerilevamento è costituito dall'insieme delle tecniche e dei metodi che permettono l'analisi di oggetti o fenomeni, attraverso misure radiometriche registrate a distanza, tramite sensori, siano questi montati su postazioni fisse, su aeromobili o su piattaforme spaziali.

Attraverso il telerilevamento è possibile osservare la superficie terrestre con una visione d'insieme e una versatilità non possibili in campagna, sebbene con un dettaglio minore. E' quindi possibile effettuare un'interpretazione delle forme e degli oggetti rilevati, sia essa definitiva o propedeutica ad una successiva fase di caratterizzazione di dettaglio da svolgersi sul terreno.

L'osservazione, l'elaborazione e l'interpretazione dei dati appartenenti a questa sfera di indagine è stata effettuata per mezzo del software ArcGis (versione 9.3.1). L' applicativo in questione è stato realizzato e viene attualmente sviluppato dalla ESRI (*Environmental Systems Research Institute*) specificatamente per esigenze di telerilevamento ed elaborazione di dati in ambiente spaziale virtuale.

### 3.2.1 Le immagini utilizzate

Le immagini utilizzate nel telerilevamento sono state di due tipi: ortofoto e immagini satellitari.

Le ortofoto derivano da una particolare elaborazione delle foto aeree. Verranno qui esposte brevemente alcune caratteristiche di queste, per poi passare ad analizzare il procedimento di ortorettifica.

Le foto aeree sono immagini catturate da una macchina fotografica montata su supporto aereo. La camera è molto simile alle normali macchine fotografiche, tranne che per alcuni importanti dettagli: la presenza del fuoco fisso all'infinito, l'automaticità dei movimenti, le speciali sospensioni (necessarie per eliminare il disturbo dato dalle vibrazioni dell'aereo), l'inusuale grande formato del negativo, il breve tempo di esposizione (per ovviare al movimento del supporto).

Le immagini vengono riprese da un'altezza solitamente non inferiore ai 1000 metri e registrate su un nastro di pellicola lungo fino a 150 metri (una foto presenta solitamente forma quadrata, con lato 23 cm), sensibile alle lunghezze d'onda comprese tra 0,4 e 0,9  $\mu\text{m}$  (campo del visibile e dell'infrarosso vicino). La camera ha un avvolgimento a tempo della pellicola tale da esporre i fotogrammi in modo tale che risultino parzialmente sovrapposti l'un l'altro. Lungo una stessa "strisciata" (successione di foto scattate ad intervalli regolari da una stessa camera), si ha una sovrapposizione tra due fotogrammi contigui pari a circa il 60%, mentre la sovrapposizione laterale con la strisciata adiacente si mantiene solitamente su valori pari a circa il 15% (Mantovani e Marcolongo, 1992). Tali accorgimenti permettono sia di ricostruire un mosaico completo della zona ripresa, sia di poter mettere in atto la tecnica della "stereoscopia", che permette di visualizzare il rilievo del terreno.

Ogni singola foto aerea presenta ai lati un metadato, detto "data strip", che raccoglie le seguenti informazioni: ora e data dello scatto, tipo dell'obiettivo e distanza focale principale, numero di serie della macchina fotografica, numero del fotogramma, altimetro, marca fiduciaria (ve ne sono quattro, una per lato; sono necessarie per ricostruire il punto in cui la perpendicolare proiettata dal centro delle lenti interseca l'immagine), eventuali altri dati. E' proprio grazie ai dati presenti sulla data strip che è possibile operare il processo di rettifica della foto, che la porterà a poter essere considerata equivalente ad una mappa.

La differenza fondamentale tra una foto e una ortofoto, risiede nel fatto che su quest'ultima è possibile misurare distanze reali, in quanto essa è stata corretta e georeferenziata in modo tale che la scala della fotografia sia uniforme. Sono stati quindi eliminate le distorsioni dovute: all'angolo di inclinazione dell'obiettivo, al rilievo, agli effetti della lente e dell'atmosfera (se presenti).



Figura 13: una delle ortofoto sfruttate nel lavoro, corrispondente alla Carta Tecnica Regionale numero 125030 (Vicenza-Nord).

Un'ortofoto ha dunque le medesime caratteristiche di una mappa, in quanto su di essa è possibile misurare distanze reali (ha una scala ben definita ed uniforme) ed è ancorata ad un preciso sistema di riferimento geografico.

Le ortofoto utilizzate per questa tesi sono state gentilmente fornite dal Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova, con risoluzione spaziale di 1 metro.

Le immagini satellitari vengono acquisite tramite sensori di tipo ottico-meccanico o elettronici (macchine fotografiche, scanner, ecc.) che registrano dati sul modo in cui i vari oggetti della superficie terrestre riflettono o emettono l'energia elettromagnetica. I dati sono poi registrati in forma analogica o digitale per tradurre queste informazioni in un'immagine bidimensionale facilmente analizzabile. I sensori possono essere passivi, come le macchine fotografiche, od attivi, come i radar. Nel caso di questa tesi sono state utilizzate immagini derivanti da sensori di tipo passivo.

A differenza delle foto aeree, le immagini satellitari sono costituite da più bande, ognuno dei quali è costituito da una matrice in cui il Digital Number associato al singolo pixel esprime la riflettenza dell'oggetto in un preciso intervallo di lunghezze d'onda. E' quindi possibile visualizzare il diverso comportamento della superficie terrestre al variare della lunghezza d'onda della radiazione emessa o riflessa. Svantaggio di questa categoria di elementi è la presenza dell'atmosfera, che genera una serie di interferenze, anche molto pesanti, sul dato raccolto (Brivio et al., 2006).



Figura 14: una delle immagini satellitari sfruttate nel lavoro, all'incirca corrispondente al taglio della figura precedente.

Nel caso in esame, le immagini utilizzate sono quelle presenti nel programma GoogleEarth (<http://earth.google.it>), nel periodo Gennaio 2009 – Settembre 2011, provenienti da satelliti della serie Spot, messa in orbita dal governo francese. Il programma in questione consente la visualizzazione delle immagini solamente nella lunghezza d'onda del visibile, ad una risoluzione variabile a seconda della zona osservata. Questo fatto ha perciò limitato le tipologie di osservazioni eseguibili su di esse a quelle già utilizzate per le foto aeree; le immagini satellitari hanno quindi rappresentato solamente un ulteriore istante temporale in cui osservare la superficie, e non su bande diverse.

Infine, sono state sfruttate le immagini aeree disponibili online per mezzo del servizio visualizzazione mappe di Tuttocittà (<http://www.tuttocitta.it/>) e dello strumento "Visual" fornito online dalle Pagine Gialle (<http://paginegialle.lastampa.it/pg/cgi/pgHome.cgi?cf=61&tipo=0&l=1&cb=p>).

Un'altra tipologia di riprese fotografiche utilizzate è stata quella delle immagini fotografiche aeree oblique. Contrariamente a quanto necessario per la ripresa di fotografie aeree zenitali, le immagini oblique possono essere acquisite anche senza l'utilizzo di complesse apparecchiature. Sono infatti richiesti solamente una macchina fotografica di buona qualità e un aeromobile maneggevole di dimensioni ridotte; permettendo così l'acquisizione nei momenti e nei luoghi voluti, in cui le condizioni sono migliori per gli scopi desiderati (stress idrico che induce alla crescita differenziale della vegetazione a seconda del sottosuolo, ridotta copertura fogliare, ecc). La ripresa viene quindi compiuta dall'operatore, che acquisisce l'immagine sporgendosi dal finestrino; l'operazione viene facilitata dal pilota inclinando l'asse verticale del velivolo rispetto all'orizzontale durante un volo a quota medio/bassa (poche centinaia di metri), permettendo quindi riprese di una porzione di territorio più ravvicinata. Per contro, rispetto alle ortofoto zenitali si rende necessaria una fase di processamento più articolata, in modo tale da correggere l'immagine per l'effetto della prospettiva.

Questa tipologia di riprese si è rivelata essere estremamente utile in condizioni di pianura, dove la crescita differenziale delle colture in condizioni di stress idrico ha permesso di individuare con precisione numerose tracce di corpi sepolti, sia naturali che antropici (Ninfo et al., 2009).

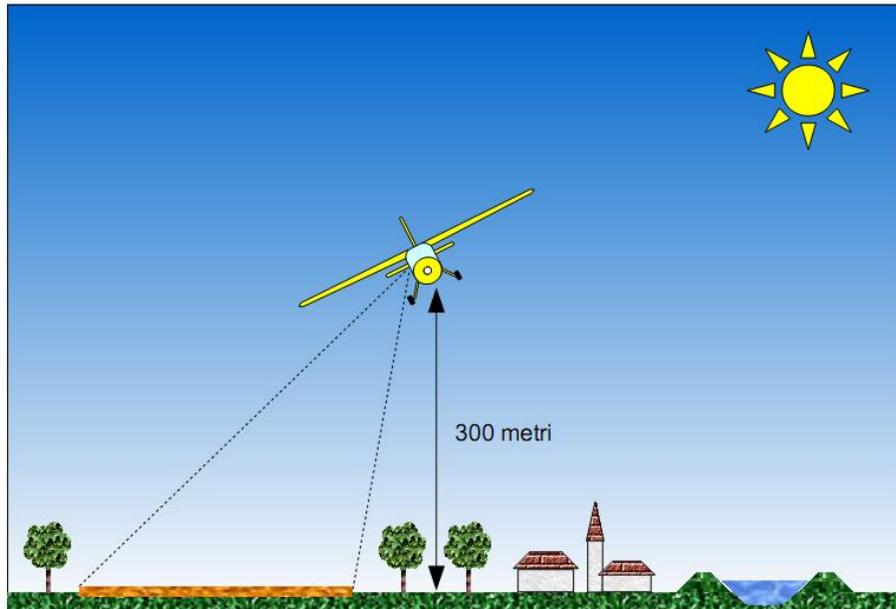


Figura 15: schema di acquisizione delle foto aeree oblique (fonte: Stoppini, 2010).

Nello specifico caso di questa tesi, l'acquisizione, la georeferenziazione e la rettifica delle immagini è stata effettuata dal Dott. Andrea Ninfo. Il 24 marzo 2010 sono state acquisite le foto a bordo di un Cessna 152 biposto, dell'Aeroclub di Padova, volante alla quota di 300 m rispetto al suolo e ad una velocità di 120 -140 km/h. La macchina fotografica era una *Canon EOS 5d* da 12,8 megapixel, accoppiata ad un Gps modello *Trimble Recon GPS XC*. Durante la trattazione dei dati sono stati sfruttati i seguenti software: *Gps-photo-link*, per la sincronizzazione delle foto con il tracklog del Gps e per visualizzare il punto di ripresa delle immagini, *Airphoto*, per la rettifica delle immagini, *ArcGis 9.3.1*, per il miglioramento e la trattazione delle foto.

Sfortunatamente, la tipologia di vegetazione che cresce nell'area di ricerca situata più a settentrione si è rivelata poco efficace per lo sfruttamento di questa tecnica in quella zona, sebbene sia stato possibile identificare con precisione le morfologie di alcuni depositi la cui collocazione impediva di averne una visione globale durante il rilevamento di terreno e tramite le ortofoto zenitali.



Figura 16: ripresa aerea obliqua degli abitati di Caltrano (in alto) e Chiuppano (in basso). Nella parte sinistra della foto è visibile anche il Ponte dei Granatieri, sulla destra del quale è stata descritta la sezione stratigrafica omonima (foto: Andrea Ninfo, 2010)

### 3.2.2 Il microrilievo

Ad un osservatore superficiale, la pianura appare come un'entità particolarmente piatta ed omogenea; al contrario, essa è caratterizzata dalla presenza di particolari forme difficilmente riconoscibili dall'osservazione diretta sul campo. Per descrivere la pianura ed individuarne le sagome si utilizza, appunto, lo studio del microrilievo.

Le forme caratteristiche della pianura derivano dall'equilibrio intercorso tra i processi di erosione e di sedimentazione; tali conformazioni, in genere, sono piuttosto blande, dalla forma che può essere ampia o stretta ed allungata.

La difficoltà nel riconoscere i rialzi e gli avvallamenti della pianura è dovuta al fatto che questi sono caratterizzati da dislivelli molto esigui, dell'ordine anche del metro o meno. La carta del microrilievo aiuta a sottolineare tali ridotti sbalzi di quota, essendo costituita da un livello su cui sono tracciate curve di livello (isoipse), con equidistanza di 1 metro (nel caso in esame), valore molto inferiore rispetto agli intervalli solitamente usati (5 m) (Strahler et al., 1984). La loro presenza permette di definire l'andamento della pianura semplicemente osservandone i rapporti spaziali: un infittimento delle isoipse è indicativo di un aumento della pendenza, mentre, al contrario, una diminuzione della stessa si esplica con un aumento dell'ampiezza dell'intervallo tra le curve di livello.

Per la realizzazione della carta geomorfologica, si sono estratte le informazioni dalla carta del microrilievo in formato digitale prodotta dall'ARPAV (Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto), in collaborazione con il Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova (responsabile scientifico della convenzione Dott. Paolo Mozzi).

L'analisi della carta del microrilievo si è rivelata molto utile per la mappatura di quelle forme del rilievo che non mostrano caratteristiche sufficienti a permetterne l'individuazione mediante foto aeree; tale strumento si è quindi rivelato essenziale per la definizione di scarpate, dossi e incisioni.

Il microrilievo consente l'individuazione non solo degli elementi naturali, ma anche di quelli antropici. Caso esemplificativo di questo è l'innalzamento delle quote che si registra nell'abitato di Padova, dovuto alla sovrapposizione di successive opere di edificazione urbana, susseguitesi dalla fondazione nell'età del ferro sino ad oggi (Ferrarese et al., 2006; Ninfo et al., 2011).

### 3.2.3 Il DTM

Un modello digitale del terreno, altrimenti noto come *DTM*, dall'inglese *Digital Terrain Model*, è la rappresentazione continua della distribuzione delle quote di un territorio in formato digitale. Il modello digitale del terreno viene in genere prodotto in formato *raster* inserendo come *digital number* associato a ciascun pixel, l'attributo relativo alla quota assoluta; sono quindi modelli a 2,5 dimensioni, dove la quota ( $z$ ) varia in funzione di una coppia di coordinate spaziali ( $x, y$ ).

Il DTM può essere prodotto con tecniche diverse. I modelli più raffinati sono in genere realizzati attraverso tecniche di telerilevamento che prevedono l'elaborazione di dati acquisiti attraverso un sensore montato su un satellite, un aeromobile o una stazione a terra. Ad esempio, analizzando il segnale di fase registrato da un Radar ad Apertura Sintetica (SAR: *Synthetic Aperture Radar*) installato su un satellite, è possibile produrre un modello digitale di elevazione. Una tecnica più semplice per la produzione di DTM consiste nell'interpolazione delle isoipse, che possono essere prodotte o verificate anche attraverso il rilevamento diretto sul terreno. A differenza del DEM (*Digital Elevation Model*), il modello digitale del terreno mostra le quote assolute del territorio, eliminando l'influsso di vegetazione, costruzioni antropiche o altre strutture. Ai fini geomorfologici, quindi, un DTM si rivela più efficace, filtrando l'influsso degli elementi formatisi successivamente alla forma che si vuole indagare (Brivio et al., 2006).

La proiezione tridimensionale del DTM fornisce una visione efficace, anche se semplificata, della morfologia dell'area in esame; viene definita semplificata, in quanto vi sono limitazioni dovute all'approssimazione del

metodo di triangolazione usato dal calcolatore per estrapolare la pendenza media negli spazi delle isoipse dove mancano in realtà i valori di quota. Questa motivazione, unita agli errori di rilevamento delle quote, agli errori nella scelta dei punti significativi e all'arbitrarietà dell'interpolazione manuale, porta comunque a considerare questi modelli informatici significativi, pur senza esagerare nel caricare d'interpretazioni piccole anomalie topografiche derivanti dai possibili errori sopraccitati.

Applicazioni pratiche dello strumento nell'area della pianura veneta, hanno dimostrato di poter essere di grande aiuto nell'interpretazione di forme e processi (Ninno et al., 2011).

Per la tesi sono stati sfruttati 2 diversi DEM.

Per l'area pedemontana costituita dalla media e bassa Valdadige, non essendo disponibili altri dati di questo tipo con la precisione desiderata, si è scelto di realizzarne uno specificatamente per questo lavoro.

A partire da una base cartacea, costituita dalle CTR (Carte Tecniche Regionali) alla scala 1:5000, si è verificato l'andamento delle isoipse rappresentate, correggendolo dove necessario per ovviare alla presenza di manufatti (costruzioni, rilevati stradali, ecc.) o raffittendone la spaziatura in presenza di particolari anomalie. La successiva fase di acquisizione digitale è avvenuta tramite l'utilizzo di una tavola grafica (*digitizer*), modello Calcomp 9100 drawingboard III, formato A0, interfacciata tramite il software Tosca212™. Le isoipse così acquisite sono state quindi verificate, corrette ed infine allacciate tra loro tramite il software CartaLinx, specializzato nella gestione e trasformazione di dati vettoriali. Ai dati così ottenuti sono stati aggiunti i dati altimetrici ricavati dal formato numerico della CTR (messo a disposizione dalla Regione Veneto), nello specifico le isoipse e l'idrografia principale, anche in questo caso epurata dai corsi d'acqua derivanti da attività antropica (ad esempio le canalette per la produzione di energia idroelettrica).

Il dato così ottenuto è stato quindi interpolato con modalità TIN (*Triangulated Irregular Networks*) in modo tale da ottenere una maglia triangolare (*grid*), considerando le isoipse come "soft lines" e l'idrografia come "hard lines". Questi attributi vengono assegnati a quegli elementi che rappresentano rispettivamente una variazione di quota con andamento regolare ed una caratterizzata da bruschi incisioni o rilievi. L'idrografia è stata dunque considerata come una naturale alterazione nel normale andamento della topografia; in particolar modo in zone pedemontane dove l'incisione fluviale è solitamente rilevante. La maglia triangolare così generata è stata successivamente elaborata in modalità automatica per ottenere un'immagine *raster* del DTM di tipo *Smooth* (letteralmente "liscia", "regolare"; questo processo determina un "addolcimento" delle superfici ottenute, raccordando i vari triangoli in modo da eliminare gli spigoli o altri simili artefatti geometrici che non hanno riscontro nella realtà), più rappresentativa della situazione naturale. Queste fasi di elaborazione sono state compiute sfruttando il software dedicato ArcGis, versione 9.3.1.

Trattandosi di un'area pedemontana, con presenza di un gran numero di isoipse e di bruschi dislivelli, si è ritenuto opportuno integrare il dato acquisito manualmente con il dato vettoriale proveniente dalla cartografia numerica. Esso consente, infatti, di ottenere velocemente un gran numero di linee di quota che, trattandosi nel caso in esame di un'area pedemontana con versanti non eccessivamente antropizzati, ad esclusione di alcune aree dove si è intervenuti manualmente, hanno consentito di migliorare il DTM senza inficiarne la rappresentatività naturale.

L'errore introdotto con un simile procedimento è comparabile con quello delle specifiche adottate per la realizzazione della CTR, essendo essa la fonte del piano altimetrico di riferimento. Eventuali errori dovuti all'interpretazione delle curve sono legati alla particolare abilità dello scrivente nella realizzazione delle stesse; ad ogni modo, essendo le isoipse spaziate di 25 m (o 5 m in zone con morfologie dalle pendenze ridotte), l'incertezza si può considerare come inferiore a questi valori.

Il secondo è stato utilizzato per l'interpretazione delle forme nell'area di pianura. Esso è stato realizzato con la medesima metodologia sopra descritta per la realizzazione del DEM pedemontano dal Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova, in collaborazione con l'ARPAV.

### 3.2.4 La fotointerpretazione

Il lavoro foto interpretativo è stato svolto tramite l'utilizzo del software dedicato ArcGis, versione 9.3.1.

Dall'osservazione delle foto aeree è possibile individuare degli oggetti, con caratteristiche morfo-spettrali unitarie in un quadro visivo più complesso e differenziato (Mantovani e Marcolongo, 1992).

Un oggetto è caratterizzato nell'immagine dalle seguenti caratteristiche peculiari, che lo distinguono dall'ambiente circostante:

- forma: definita dal contorno, risente dalla prospettiva della ripresa;
- grandezza: termine relativo, riferito agli oggetti vicini;
- struttura: organizzazione spaziale interna dell'oggetto, è data dal modo in cui le varie parti dell'oggetto si aggregano tra loro per formare l'unità;
- tessitura: ritmo ordinato a piccolo periodo dei vari elementi singoli, troppo piccoli per essere distinti singolarmente nella foto;
- tonalità e colore: misura della quantità di luce riflessa dall'oggetto e registrata dal sensore, può manifestarsi con una scala di grigio o con i colori bianco e nero. La tonalità dipende dalla posizione del sole, quindi dall'ora, dal mese, dalla latitudine, dall'orientamento del terreno rispetto ad esso. Tutti questi termini possono venire influenzati fortemente dalla presenza d'umidità nel terreno, nell'aria e dalla presenza di foschia, che causa una forte diffusione della luce. Nel caso in esame, molto spesso la differenza di colore o tonalità era dovuta alla tipologia di copertura vegetale presente, o dalla sua assenza. Tonalità e colore sono importanti in modo relativo, piuttosto che assoluto: è infatti importante osservarne le variazioni e non il particolare valore assunto; considerazioni basate su queste caratteristiche sono valide solamente ad una scala medio-grande, risultando inutili in fase di definizione dei dettagli.

Sulla base dell'andamento delle caratteristiche qui descritte è possibile quindi individuare la posizione degli oggetti e, potenzialmente, la loro natura. L'identificazione può avvenire in modo diretto, basandosi sulle peculiarità proprie dell'oggetto, o indiretto, osservando le relazioni intercorrenti tra esso e l'ambiente circostante.

L'interpretazione delle immagini rilevate avviene secondo quattro fasi successive distinte, corrispondenti ad altrettanti gradi di confidenza nella caratterizzazione dell'oggetto individuato:

- individuazione: consiste nel riconoscere l'esistenza di un oggetto distinto rispetto all'ambiente circostante. Nella presente ricerca, il criterio più utilizzato in questa fase è stato la variazione cromatica esistente tra l'oggetto e l'intorno;
- identificazione: questo stadio è costituito dall'attribuzione all'entità analizzata di una identità, che sia geologica, geomorfologica, antropica o di qualsiasi altra natura;
- classificazione: gli oggetti identificati vengono raggruppati in classi, secondo categorie ben definite funzionali all'obiettivo della ricerca, come ad esempio: aree depresse, dossi fluviali, paleoalvei, ecc.. Le conclusioni derivanti da tale fase lavorativa conducono alla creazione della legenda della carta;
- deduzione: basandosi sulle relazioni tra gli oggetti di una determinata categoria e/o tra le varie categorie di oggetti, in questa fase si formulano ipotesi su caratteristiche non direttamente osservabili.

I criteri per distinguere l'oggetto rispetto all'ambiente circostante sono molto variabili, a seconda della categoria cui appartiene, e all'interno della stessa. Così, è accaduto che per l'identificazione dei paleoalvei

ci si sia basati in alcuni casi sulle variazioni dell'umidità dei suoli, mentre in altri l'evidenza caratteristica fosse l'andamento della parcellizzazione agraria, oppure un diverso tipo di risposta della vegetazione allo stress idrico, o ancora una variazione tonale data dalla diversità di sedimenti presenti in essi rispetto alla circostante pianura. Tale esempio è esplicativo del processo svolto per ognuna delle forme, non essendoci una di queste rilevabile per mezzo di una sola peculiarità costante. Appare quindi evidente, come già si poteva intuire dalle precedenti considerazioni, che la fotointerpretazione sia un processo di sintesi di più osservazioni, piuttosto che un'analisi specifica di un singolo carattere.

### 3.3 Analisi petrografiche delle sabbie

L'analisi petrografica delle sabbie prevede l'osservazione, il conteggio e la rappresentazione delle petrografie rinvenibili in un campione di sedimento appartenente all'intervallo granulometrico delle sabbie ( $0.0625 \div 2$  mm).

La composizione dei sedimenti detritici, derivanti quindi da erosione di altre rocce, è influenzata da 4 fattori principali: la provenienza, il trasporto, l'ambiente deposizionale e la diagenesi (Ingersoll et al., 1984). Delle varie osservazioni eseguibili su questi materiali, la ricostruzione della provenienza può risultare la più complicata, essendo influenzata da tutti i restanti fattori. Ad ogni modo, per quanto concerne i sedimenti quaternari, vi sono molti casi (tra cui quelli trattati in questa tesi) in cui l'effetto della diagenesi è trascurabile. Se, quindi, si considerano ambienti deposizionali simili (ambienti fluviali e lacustri), in cui il materiale vi è stato colà trasportato da meccanismi simili (trasporto fluviale), è possibile comparare tra loro i dati, individuando, con alcuni accorgimenti, il *parent material*.

I dati così ricavati, uniti a una conoscenza della geologia dell'area possono quindi portare ad identificare la sorgente del materiale, quindi il corso d'acqua che li ha trasportati e le condizioni in cui il trasporto avveniva. In casi particolari come quelli che si verificano nella zona interessata dalla tesi, come si vedrà in seguito, le indicazioni che si ricavano possono aiutare a discriminare, oltre alla direzione di provenienza del sedimento, anche le condizioni ambientali vigenti.

Il campione viene prelevato da carotaggi o sezioni stratigrafiche esposte, avendo cura di prelevare intervalli a granulometria sabbiosa o al massimo ghiaiosa, prelevando in quest'ultimo caso in particolar modo la matrice sabbiosa (se presente, nel caso in cui non lo sia il metodo è purtroppo inapplicabile).

Il materiale così raccolto è stato trattato dal laboratorio dedicato del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova. Il sedimento è stato dapprima sottoposto a trattamento secondo la metodologia descritta da Gazzi (Gazzi et al., 1973), che prevede il disgregamento del campione, il passaggio attraverso filtri funzionali all'isolamento della frazione granulometrica voluta ( $0.0625 \div 2$  mm) ed infine l'impregnazione di quest'ultima in una resina epossidica trasparente, in modo tale da poter poi preparare delle sezioni sottili. Vengono realizzate quindi sezioni sufficientemente sottili da poter essere osservate al microscopio ottico a luce trasmessa.

Prima della fase di riconoscimento vera e propria il materiale è stato trattato con un colorante apposito, il Rosso di Elizarina. Questo procedimento è funzionale a facilitare il riconoscimento della dolomite, che rimane incolore, dalla calcite, che assume invece una tonalità rosata, altrimenti non distinguibili al microscopio ottico.

La fase di conteggio è stata svolta dal Dott. Giovanni Monegato, secondo il protocollo Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984). Tale protocollo è stato appositamente studiato per non risentire di eventuali selezioni differenziali di petrografie specifiche legate alla granulometria del sedimento. Il conteggio ha visto la determinazione di circa 400 punti per ogni sezione, sfruttando una maglia quadrata a spaziatura 0,5 mm. I dati ottenuti sono stati successivamente inseriti in 2 diverse tipologie di diagrammi ternari, in modo tale da poter identificare somiglianze e differenze diagnostiche della presenza o meno delle medesime petrofacies nei vari campioni.

Per la trattazione specifica dei risultati si rimanda al paragrafo 9.2.

### 3.4 Analisi polliniche

La palinologia è lo studio dei granuli di polline (prodotti da angiosperme e gimnosperme) e delle spore (prodotte da pteridofite, briofite, alghe e funghi). Questi due tipi di palinomorfi differiscono in modo sostanziale l'uno dall'altro per le loro funzioni, ma entrambi sono il risultato di una divisione cellulare che prevede il dimezzamento del contenuto cromosomico (*meiosi*), ed entrambi necessitano di una fase di trasporto per poter compiere le loro funzioni in modo opportuno. Nello specifico, i granuli di polline sono i gametofiti deputati alla produzione del gamete maschile delle angiosperme e delle gimnosperme, mentre le spore sono contenitori disidratati in grado di generare autonomamente un individuo vitale.

Poiché sia il polline che le spore sono il frutto di un'evoluzione mirante a favorirne la dispersione nell'ambiente, essi presentano alcune caratteristiche simili, quali le dimensioni (solitamente 20 – 40  $\mu\text{m}$ ), il comportamento aerodinamico e la struttura esterna. Sono, infatti, protetti da una spessa e resistente parete esterna, che assume forme diverse a seconda della specie. Per questi motivi, spore e polline vengono sfruttati entrambi nella disciplina della palinologia. Questa si basa sul riconoscimento dei taxa che è possibile, appunto, grazie alla specificità morfologica delle pareti dei palinomorfi e alla degli ambienti di sedimentazione.

Varie caratteristiche del polline e delle spore li hanno resi adatti per molti campi di ricerca. Nello specifico, per lo studio dei depositi quaternari, le caratteristiche più importanti sono le seguenti:

- la presenza di uno strato esterno della parete (*l'esina*) molto resistente sia agli attacchi fisici che a quelli chimici, che ne aumenta le possibilità di preservazione in un'ampia varietà di ambienti, molto più di quanto succede per i macroresti vegetali;
- la forma e l'aspetto dell'esina, che per mezzo di chiavi tassonomiche ne permette l'identificazione spesso a livello specifico;
- l'elevata produzione, le ridotte dimensioni e la modalità di trasporto, che fanno sì che essi possano essere rinvenuti su di un'area molto più grande rispetto a quella occupata dal vegetale che li ha prodotti;
- la bassa probabilità per un granulo di depositarsi in un ambiente adatto alla germinazione e quindi di generare un individuo vitale o di impollinarne uno vivente; questo fatto, infatti, ha spinto l'evoluzione a selezionare quegli organismi che producono quantità ragguardevoli di questo materiale, in modo da massimizzare la possibilità di riproduzione e anche, come sottoprodotto, quella di preservazione. Il polline, insieme alle spore, costituisce infatti il fossile più abbondante presente nei sedimenti organici.

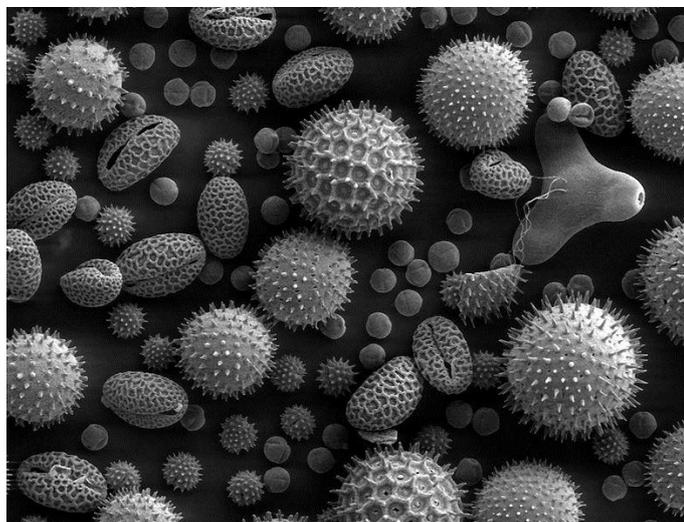


Figura 17: fotografia al SEM (microscopio a scansione elettronica) di una popolazione eterogenea di granuli pollinici (immagine realizzata dal "Dartmouth Electron Microscope Facility")

A queste caratteristiche intrinseche dei granuli di polline, se ne sommano altre, legate a fattori non dipendenti esclusivamente dalla struttura del granulo. Assume dunque importanza rilevante il fatto che le varie specie di materiale trasportato si mescolino tra loro a formare la cosiddetta "pioggia pollinica", vale a dire quella determinata associazione di specie in precise quantità relative che diventano quindi indicative dello specifico ambiente che circonda il sito di accumulo del materiale in quel dato istante.

E', inoltre, particolarmente importante che il luogo dove si vanno a depositare i granuli sia adatto alla loro conservazione. Esso deve essere, dunque, un ambiente a bassa energia, caratterizzato dalla possibilità di sedimentazione senza rimescolamento del materiale, in modo tale da permettere che la pioggia pollinica rifletta un lasso di tempo più breve possibile e non si mescoli con altre deposizioni precedenti. Deve essere, inoltre, arrestato il processo di normale decadimento della materia organica. Da questi elementi si desume quindi che l'ambiente di preservazione ideale per questo tipo di materiale è un luogo caratterizzato da sedimentazione indisturbata, con poco rimaneggiamento di sedimento, in condizioni anossiche. Questi elementi portano a individuare come adatti i sedimenti derivanti dal fondo di laghi, di mari e da torbiere; in subordine anche i depositi di riempimento fluviali rappresentano un buon sito per la preservazione.

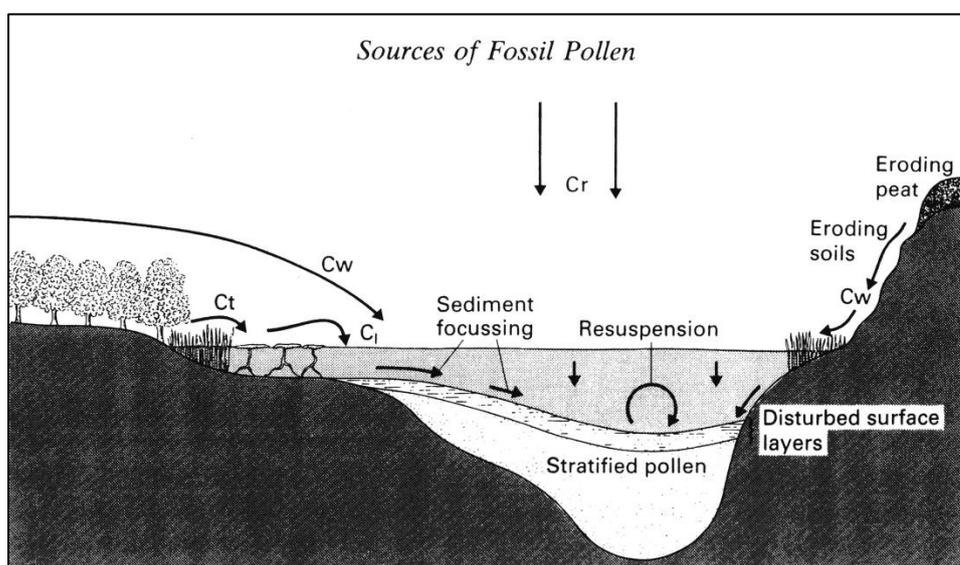


Figura 18: schema con provenienza e comportamento del polline in un bacino lacustre (fonte: Moore et al., 1995). Cl: componenti locali, Cr: componenti della pioggia pollinica, Ct: componenti da sottobosco, Cw: componenti secondarie rimaneggiate.

Per le analisi condotte in questa tesi i campioni sono stati prelevati con l'aiuto del Dott. Michele Maritan per mezzo di un carotiere cilindrico, che garantisce che il sedimento prelevato non venga rimaneggiato in questa fase, e successivamente sub-campionato e sottoposto a vari trattamenti chimici, volti a isolare il materiale fossile da ciò che lo circonda. Le operazioni di sub-campionamento, trattamento e analisi sono state compiute presso il Dipartimento di Biologia dalle Dott.sse Barbara Gaudio e Antonella Miola.

Ciascun campione sottoposto a trattamento ha un volume di circa 2 cm<sup>3</sup>; la procedura seguita è quella classica di Faegri e Iversen (1989). Dopo una rimozione dei resti organici macroscopici, il sedimento viene sottoposto a un lavaggio a caldo con acido cloridrico (HCl) diluito al 10%, in modo tale da eliminare i carbonati presenti; in seguito vengono rimossi gli acidi umici sottoponendo il materiale per alcuni minuti a bollitura in una soluzione al 10% di NaOH. Il prodotto ottenuto viene quindi setacciato con un filtro avente passo 200 µm, isolando così le particelle di dimensioni superiori al polline, che vengono nuovamente lavate a caldo con acido fluoridrico (HF) al 40% per l'eliminazione dei silicati e con HCl al 10%, per rimuovere i silicofluoridi.

Il residuo trattenuto dal filtro viene sospeso in acqua in una piastra di Petri e analizzato con uno stereomicroscopio a ingrandimento variabile da 10x a 40x. Il residuo di dimensioni inferiori ai 200 µm viene invece osservato attraverso un microscopio composto a luce trasmessa, all'ingrandimento 400x e, ove necessario, di 1000x.

I granuli di polline sono stati identificati utilizzando le chiavi di determinazione classiche (Moore et al., 1991; Beug, 2004) e la collezione di riferimento del Dipartimento di Biologia. Sono stati eseguiti conteggi fino a raggiungere una somma pollinica pari a 150 – 270 palinomorfi di piante terrestri, escludendo le piante acquatiche o igrofile e le spore di felci. I granuli corrosi sono stati inseriti nel conteggio, in una categoria a parte.

Il diagramma pollinico finale presenta le percentuali dei taxa individuati ed è stato costruito per mezzo del software TILIA e TGView, versione 2.02 (Grimm, 2004).

La componente prodotta da piante acquatiche o igrofile e le spore di felci sono espresse come percentuali del totale delle piante terrestri, sommato separatamente alle loro somme.

Per i macroresti ogni campione (circa 120 cm<sup>3</sup>) è stato lavato in una soluzione a 10% di sodio pirofosfato e setacciato con una maglia a 125 µm. E' stato quindi osservato l'intero residuo.

Per la trattazione specifica dei risultati si rimanda al paragrafo 9.1.

## 3.5 Datazioni

### 3.5.1 Radiocarbonio

Le tipologie di datazioni basate sul metodo del radiocarbonio fanno riferimento alla quantità di atomi dell'isotopo 14 del Carbonio ( $^{14}\text{C}$ ), costituito da 8 neutroni, 6 protoni e 6 elettroni. Tale specie chimica viene assorbita, insieme agli altri isotopi del Carbonio, dagli organismi autotrofi sotto forma di  $\text{CO}_2$ , da cui passa in modo indiretto a quelli eterotrofi; i rapporti tra le varie specie presenti nel sistema costituito dall'organismo rispecchiano quelli tipici dell'atmosfera, ragion per cui un essere vivente, dal momento della nascita fino a quello della morte avrà nei suoi tessuti una percentuale di  $^{14}\text{C}$  costante ( $1,18 \cdot 10^{-10}$  % rispetto alla somma di tutti gli isotopi) (Currie, 2004; Hajdas, 2008).

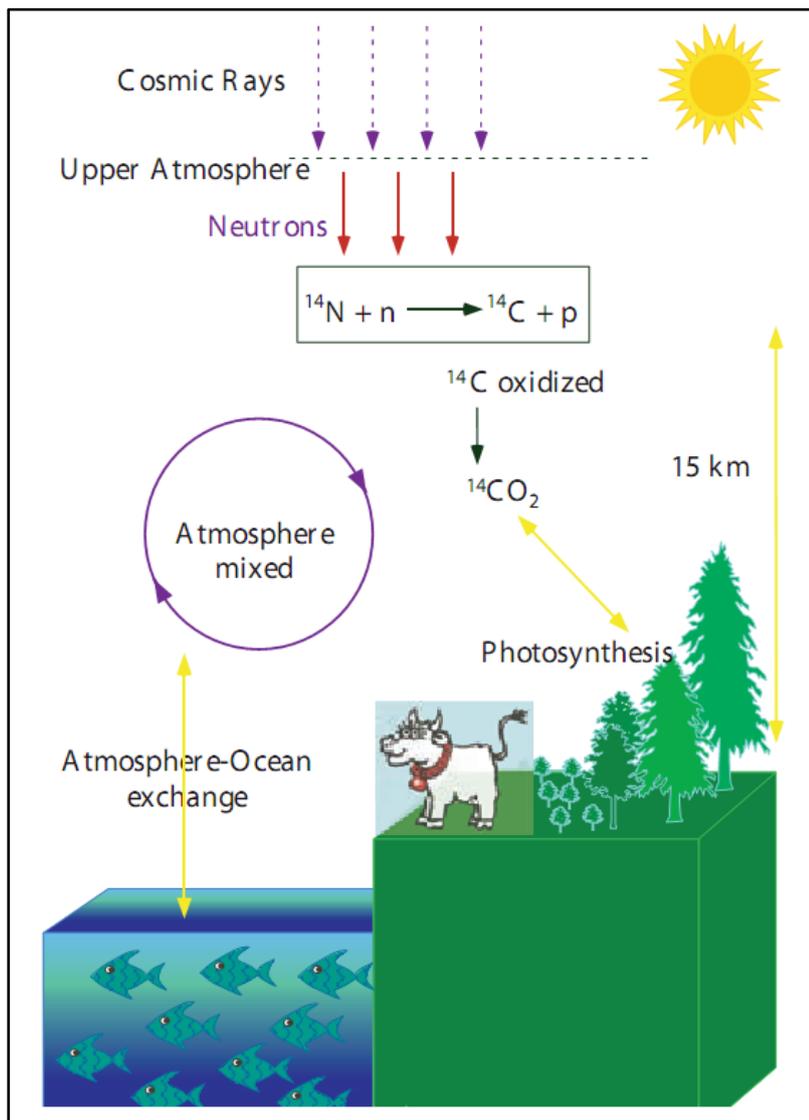


Figura 19: rappresentazione schematica del ciclo del  $^{14}\text{C}$  (fonte: Hajdas, 2008).

L'isotopo 14 del Carbonio ha la particolarità di essere radioattivo, con un decadimento di tipo  $\beta^-$  (emissione di un elettrone) e un tempo di dimezzamento (l'intervallo temporale necessario affinché un dato numero di isotopi radioattivi diventi metà del valore iniziale) di  $5730 \pm 40$  anni (Godwin, 1962). Tale proprietà, nel momento in cui viene a mancare l'apporto di isotopi radiogenici tramite la normale attività dell'organismo, porta ad una riduzione calcolabile della quantità di  $^{14}\text{C}$ , ragion per cui è possibile, una volta misurato il rapporto tra le varie specie chimiche, risalire all'istante di chiusura del sistema, coincidente con la morte dell'organismo.

Le datazioni effettuate con la metodologia del radiocarbonio, si basano sulla costante di decadimento  $\lambda$  originariamente individuata da Libby negli anni '50, che porta a ottenere un tempo di dimezzamento di 5568 anni. Nel periodo compreso tra il 1960 e il 1980 ulteriori studi consentirono di individuare il valore corretto di  $\lambda$  e di calcolare il reale tempo di dimezzamento. La difficoltà e il lavoro necessario a correggere tutte le opere realizzate in quell'intervallo di tempo basate sulla costante di Libby spinsero la comunità scientifica a mantenere le analisi basate su tale  $\lambda$  e ad introdurre un protocollo, chiamato "calibrazione", per il calcolo dell'età corretta dei campioni studiati. Sia nel caso di valori calibrati, sia in quello di dati diretti delle analisi, le età sono di tipo BP (*Before Present*), dove con *Present* si intende l'anno 1950 d.C., in onore della scoperta di Libby (Currie, 2004).

La calibrazione si è resa necessaria non solo per ovviare alla discrepanza tra il tempo di dimezzamento individuato da Libby e il valore corretto, ma anche per risolvere il problema legato all'oscillazione del valore percentuale del  $^{14}\text{C}$  presente nell'atmosfera. Poiché gli organismi viventi assorbono l'isotopo 14 in modo proporzionale alla percentuale con cui esso è presente nell'atmosfera, oscillazioni di questo valore determinano l'insorgere di errori nel risultato della datazione. La ricostruzione di curve apposite, realizzata tramite datazioni al  $^{14}\text{C}$  effettuate su campioni di cui si conosceva l'età corretta, tramite dendrocronologia o altre tecniche, permette una stima probabilistica della reale età di un campione (Currie, 2004; Hajdas, 2008). Tale stima è per forza di cose meno precisa dei valori restituiti dai laboratori di analisi, in quanto risultante da una somma di diversi processi.

La diversa natura degli organismi si riflette per forza di cose sulla tipologia di molecole create e/o sfruttate; nello specifico, tutto ciò si riflette sulla produzione da parte dei vegetali di molecole organiche complesse dove è favorita la presenza degli isotopi leggeri del Carbonio. La fotosintesi porta quindi ad una diminuzione relativa di  $^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$  rispetto al  $^{12}\text{C}$ ; tale processo è fortunatamente conosciuto in dettaglio ed eliminabile dalle analisi con opportuni calcoli. Il procedimento attraverso cui si elimina tale influenza, potenzialmente fonte di pesanti errori, è detto "Correzione al  $^{13}\text{C}$ ".

I metodi di datazione si dividono in "convenzionale" e "Accelerator Mass Spectrometry" (AMS). Nei paragrafi successivi verranno illustrate entrambe le metodologie in dettaglio, poiché nella tesi vengono presentati campioni datati sia in modo convenzionale che con strumentazione AMS.

### 3.5.1.1 Metodo convenzionale

La tecnica di datazione di tipo tradizionale è stata utilizzata per l'analisi dei campioni raccolti dal Dott. Cucato nella sezione di Vanzo Vecchio; l'esame è stato compiuto nel 1992 presso la "Krueger Enterprises, Inc.", sezione laboratori di geocronologia, situata a Cambridge, in Massachusetts (USA).

La pratica tradizionale prevede che il campione venga inizialmente sottoposto ad un processo di pre-trattamento volto ad eliminare eventuali contaminazioni o influenze esterne. Tale procedimento prevede la ripulitura dell'esemplare da ogni forma di sporcizia superficiale e da qualsiasi materiale estraneo presente sulla superficie. Il campione viene quindi spezzato in piccole parti, sottoposte alla diluizione a caldo dapprima con HCl, in modo tale da annullare la presenza delle varie specie di carbonati, e in seguito con NaOH, funzionale alla rimozione degli acidi umici e altre contaminazioni organiche. Vari cicli di lavatura e asciugatura concludono la fase di pre-lavorazione. Il materiale viene quindi sottoposto a combustione; il diossido di carbonio così ottenuto viene miscelato con lo scintillatore liquido, costituito da una soluzione contenente una sostanza organica fluorescente che se viene colpita da una radiazione  $\beta^-$  ne assorbe l'energia per poi immediatamente rilasciarla sotto forma di impulso luminoso (scintilla). L'energia rilasciata viene quindi rilevata da un fotomoltiplicatore che la trasforma in un segnale elettrico, rilevabile da un contatore esterno isolato (Hajdas, 2008).

Il procedimento fin qui descritto permette di ottenere una misura dell'attività del campione; tale valore va comparato a quello prodotto nelle identiche condizioni di rilevamento da uno standard di riferimento, in

modo tale da evitare eventuali errori dovuti all'influenza della strumentazione utilizzata e/o delle condizioni al contorno dell'ambiente. Lo standard di riferimento utilizzato per queste analisi è un campione prodotto internamente al laboratorio, con attività pari al 95% di quella dello standard secondario "National Bureau of Standard Oxalic Acid"; quest'ultimo è anch'esso tarato in modo tale che l'attività dello standard primario, un legno del 1890, corrisponda al 95% della propria (Hajdas, 2008).

La calibrazione delle età radiometriche è stata condotta tramite l'uso del software gratuito Calib (versione 6.0), sviluppato da Stuiver e Reimer nel 1993 e reperibile su internet (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>). Tale software utilizza le curve di riferimento InCal09 per le variazioni della percentuale di  $^{14}\text{C}$ , descritte da Reimer et al. (2009). La calibrazione, di tipo probabilistico, viene effettuata assegnando valore 1 alla totalità dell'area sottesa dalla curva; è quindi possibile ottenere valori di affidabilità variabili. Solitamente si usano i termini:  $1\sigma$ , pari ad una percentuale probabilistica del 68,3 %, e  $2\sigma$ , sottendente un'area del 95,4%. Nel caso presente si è scelto di utilizzare, per una maggiore affidabilità, il termine di confidenza  $2\sigma$ .

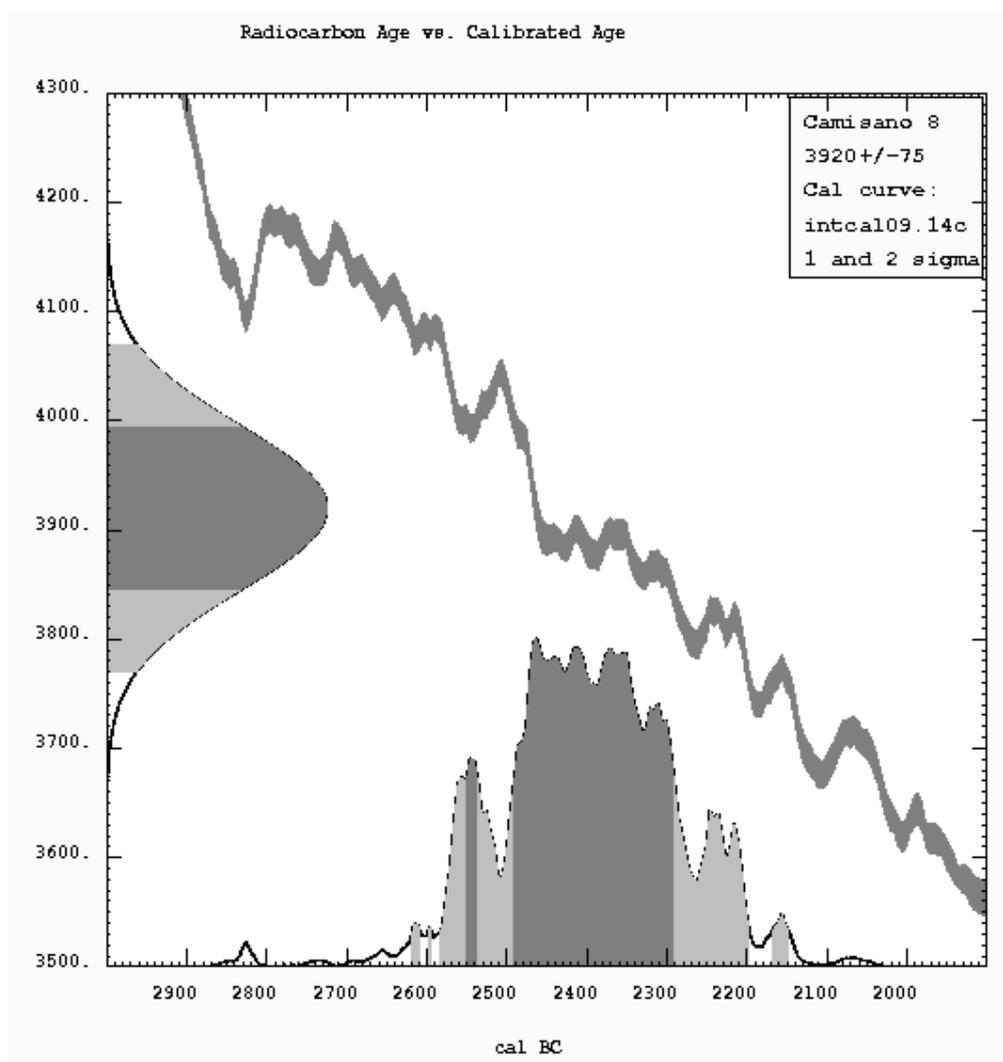


Figura 20: grafico di calibrazione ottenuto per il campione Camisano 8. In ascissa sono indicati gli anni calibrati BP, mentre in ordinata è espressa l'età del campione ottenuta con la radiodattazione al  $^{14}\text{C}$ . La curva sinuosa sulla sinistra indica la concentrazione del carbonio del campione (espressa in anni BP), la curva frastagliata in basso rappresenta le possibili età del campione (le diverse tonalità di grigio indicano i gradi di probabilità: in scuro  $1\sigma$  e in chiaro la quantità aggiuntiva per raggiungere  $2\sigma$ ), la curva obliqua indica la misurazione del radiocarbonio attraverso la dendrocronologia (da: <http://calib.qub.ac.uk/calib/>).

### 3.5.1.2 Metodo AMS

La tecnica di datazione di tipo AMS è stata utilizzata per l'analisi dei campioni raccolti dallo scrivente dai carotaggi "Villaverla" e "Vicenza"; l'esame è stato compiuto nel 2011 presso il "CEDAD" (Centro di DATazione e Diagnostica), laboratorio di datazione gestito dal Gruppo di Fisica Applicata del Dipartimento di Ingegneria dell'Innovazione dell'Università del Salento (Lecce, Italia).

Questo particolare metodo si basa sul principio per cui particelle cariche che si muovono in un campo magnetico saranno deviate dal loro tragitto rettilineo originario di un fattore proporzionale al loro stesso peso atomico. Quindi, ad una data intensità di campo magnetico le particelle di numero atomico inferiore subiranno una deviazione più intensa rispetto a quelle di numero atomico maggiore; parimenti, variando con attenzione l'intensità del campo magnetico è possibile selezionare il peso atomico delle particelle che si vogliono indirizzare verso una data porzione di spazio (Currie, 2004).

In uno spettrometro di massa, le particelle cariche vengono indirizzate in un tubo curvato a formare un preciso angolo, alle estremità del quale è applicata una data differenza di potenziale. Il tubo è immerso in un campo magnetico di intensità variabile dall'operatore; ad ogni valore di esso, saranno quindi solo le particelle di una certa massa ad uscire dall'estremità del tubo, mentre le altre verranno fermate dalla collisione contro le pareti.

Risulta chiaro che nel caso in cui siano presenti nello spettrometro molecole aventi massa pari a quella dell'atomo cui è dedicata l'analisi, esse contribuiranno al conteggio. Nel caso degli isotopi 12 e 13 del Carbonio questo fatto non ha particolare importanza, data la loro abbondanza relativa rispetto alle molecole di uguale massa. Diverso discorso deve invece essere fatto nel caso dell'isotopo 14: la ridotta quantità con cui esso si presenta, infatti, risente enormemente della presenza di ulteriori elementi. Per questo motivo, dunque, non è possibile utilizzare un comune spettrometro di massa per la determinazione della quantità di  $^{14}\text{C}$ .

Il sistema AMS è costruito in maniera tale da ovviare a questo problema: sfruttando due diversi spettrometri di massa intervallati ad un doppio acceleratore di particelle (chiamato "tandem") alimentato ad alta tensione, infatti, lo strumento è in grado di strappare gli elettroni dagli atomi di carbonio, distruggendo così completamente ogni specie molecolare presente. La possibile contaminazione da parte dell'isotopo 14 dell'Azoto non si verifica, dato che tale specie atomica non permane nella sua forma carica, tornando rapidamente allo stato neutro, che evita quindi la deviazione di queste particelle.

Principali differenze tra questo metodo e quello di tipo tradizionale sono costituite dalla possibilità di ottenere datazioni affidabili con quantità di materiale estremamente inferiore, dell'ordine dei milligrammi, e dalla risoluzione del metodo, che con l'AMS si spinge fino a 50'000 anni e oltre (Currie, 2004).

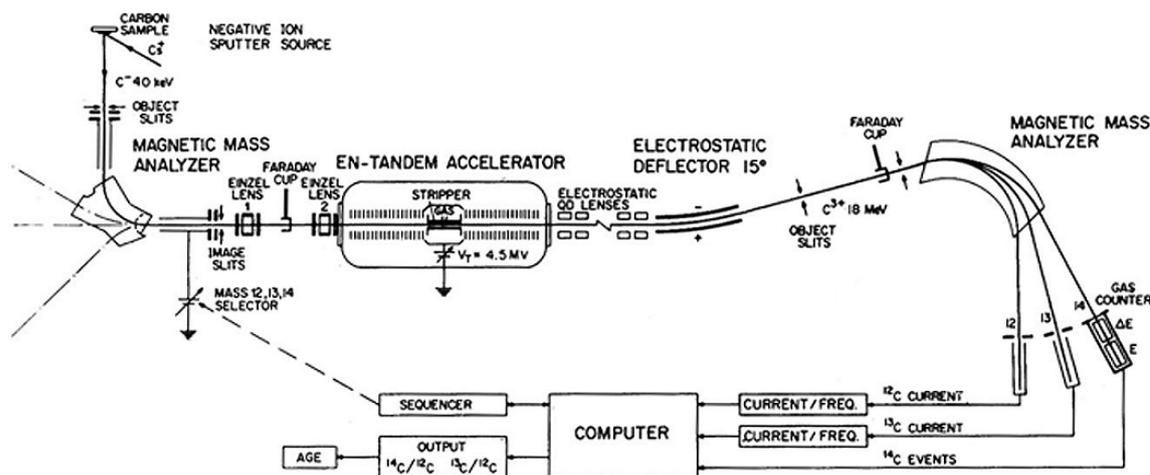


Figura 21: diagramma della strumentazione AMS utilizzata all'ETH di Zurigo (fonte: Currie, 2004).

La pratica AMS, come quella tradizionale, prevede che il campione venga inizialmente sottoposto ad un processo di pre-trattazione volto ad eliminare eventuali contaminazioni o influenze esterne. Tale procedimento prevede la ripulitura dell'esemplare da ogni forma di sporcizia superficiale e da qualsiasi materiale estraneo presente sulla superficie mediante rimozione degli elementi macroscopici e microscopici (osservazione al microscopio ottico). Il campione viene quindi selezionato e sottoposto ad attacchi chimici alternati di tipo acido – alcalino –acido in modo tale da annullare la presenza delle varie specie di carbonati e da rimuovere gli acidi umici e altre contaminazioni organiche. Vari cicli di lavatura e asciugatura concludono la fase di pre-lavorazione (Currie, 2004).

Il materiale così ottenuto viene a questo punto convertito in anidride carbonica tramite acidificazione, cui fa seguito un'ulteriore trasformazione mediante riduzione, che porta il tutto al suo stato definitivo di grafite. Nel caso specifico il laboratorio ha utilizzato  $H_2$  come elemento riducente e polvere di ferro come catalizzatore.

La concentrazione di radiocarbonio è stata determinata confrontando i valori misurati delle correnti di  $^{12}C$  e  $^{13}C$ , e i conteggi di  $^{14}C$  con i valori ottenuti da campioni standard di Saccarosio C6 forniti dalla IAEA (*International Atomic Energy Agency*).

La datazione convenzionale al radiocarbonio è stata corretta per gli effetti di frazionamento isotopico sia mediante la misura del termine  $\delta^{13}C$  effettuata direttamente con l'acceleratore, sia per il fondo della misura.

Campioni di concentrazione nota di Acido Ossalico forniti dalla NIST (*National Institute of Standard and Technology*) sono stati utilizzati come controllo della qualità dei risultati. Per la determinazione dell'errore sperimentale nella data al radiocarbonio è stato tenuto conto sia dello *scattering* dei dati intorno al valore medio, sia dell'errore statistico derivante dal conteggio del  $^{14}C$ .

La calibrazione è stata eseguita, anche in questo caso, secondo la procedura descritta precedentemente per il metodo convenzionale.

### 3.5.2 Dendrocronologia

L'elemento xilematico (relativo alla parte legnosa del tronco) più facilmente individuabile per le ricerche dendrocronologiche è l'anello di accrescimento, che si sviluppa in molte specie delle zone temperate con cadenza annuale. Le ricerche meno dispendiose in termini di tempo, ma che comunque forniscono risultati di notevole valenza sotto il profilo scientifico, sono proprio quelle che si avvalgono della misurazione dell'ampiezza di dette strutture di accrescimento (Schweingruber, 1989).

La misurazione degli anelli di accrescimento può avvenire su reperti, campioni e/o manufatti utilizzando dei contatori, che hanno una approssimazione del centesimo o del millesimo di mm, anche se lenti graduate al decimo di mm riescono ugualmente a fornire ottimi risultati. La misura può avvenire anche su fotografie oppure lastre radiografiche, purché l'immagine sia perpendicolare alla superficie in cui si trovano gli anelli e di sufficiente buona qualità.

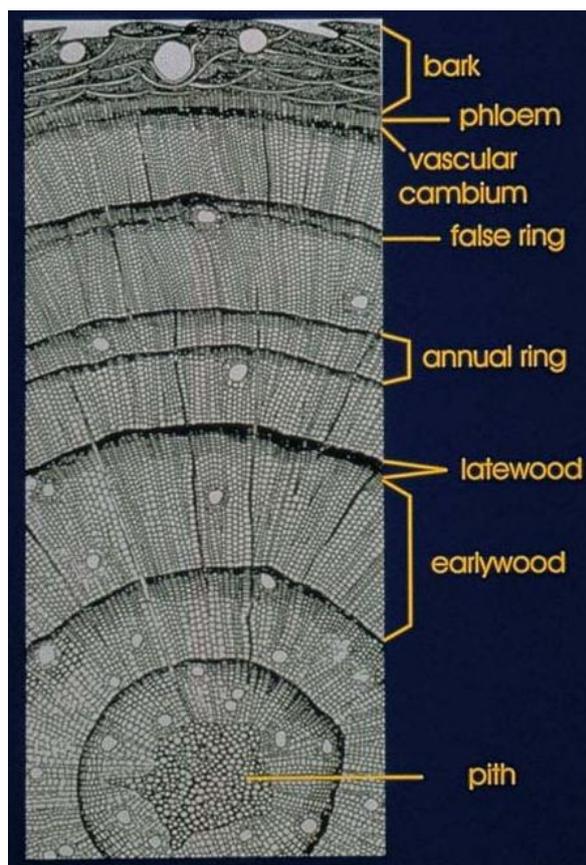


Figura 22: sezione del tronco di una conifera (fonte: <http://www.ngdg.noaa.gov>).

Riportando in ordinata l'ampiezza anulare e in ascisse il numero dell'anello, ovvero l'anno in cui esso si è formato, si ottengono dei grafici denominati curve dendrocronologiche, o dendrogrammi (Moline et al., 1992). Si distinguono curve dendrocronologiche (ovvero cronologie) assolute e curve dendrocronologiche fluttuanti. Le cronologie assolute sono quelle in cui si è riusciti a risalire all'anno di calendario corrispondente di ogni singolo anello di accrescimento; derivano dalla misurazione di campioni prelevati da alberi viventi (rotelle oppure carote prelevate con trivella di Pressler) oppure sono relative a reperti storico-artistici e archeologici datati dendrocronologicamente. Le curve dendrocronologiche fluttuanti sono invece quelle costruite sui legni in cui non è dato conoscere l'anno di formazione dell'ultimo anello di accrescimento (Baillie, 1995).

Nelle cronologie anulari sono riconoscibili fluttuazioni di crescita che possono essere suddivise in fluttuazioni di alta frequenza, di media frequenza e di lunga frequenza, attribuibili a precisi eventi nell'ambiente circostante (Esper e Gärtner, 2001). Oscillazioni di lunga frequenza assumono la fisionomia di veri e propri *trend* biologici,

oppure sono riconducibili a perturbazioni ambientali di lungo periodo, quali glaciazioni, oscillazioni del terreno *et similia*.

Fluttuazioni di medio periodo possono, invece, essere causate da periodicità climatiche o persino da modifiche nell'attività delle macchie solari, dai rapporti intercorrenti tra popolazioni forestali contigue, di competizione o sinergia, da movimenti del terreno, da fenomeni di inquinamento ed altro.

Le fluttuazioni di breve frequenza, infine, sono quelle che interessano maggiormente nei procedimenti di datazione dendrocronologica. Sono riconoscibili soprattutto in massimi e minimi annuali di ampiezza anulare, espressione dell'influsso climatico vigente nell'anno in cui si sono formati. Essendo il clima un fattore che contraddistingue aree geografiche di una certa estensione, ciò rende confrontabile l'andamento delle curve dendrocronologiche relative a siti differenti. Il procedimento che determina il periodo di sovrapposizione delle curve dendrocronologiche prende il nome di sincronizzazione. Questa può essere: ottica, se basata sulle caratteristiche macroscopiche degli anelli dei campioni a confronto, grafica, quando

derivante dalla sovrapposizione dei massimi e minimi di accrescimento nelle curve dendrocronologiche, e statistica, qualora sfruttati coefficienti di correlazione e test di affidabilità statistica. La sincronizzazione può essere operata su curve relative a più misurazioni all'interno del medesimo albero, su cronologie di piante oppure di popolazioni diverse, etc. (Schweingruber, 1989).

Confronti di lunga distanza ("teleconnessioni") e paragoni tra specie diverse ("eteroconnessioni" o "connessioni inter-specifiche"), che ad un primo esame possono sembrare improbabili, testimoniano altresì una comune impronta ambientale che permea ed influenza puntualmente l'accrescimento delle piante che sono vissute anche in aree apparentemente distanti tra loro (Baillie, 1995).

Particolarmente importanti sono quelle cronologie che, essendo rappresentative di una determinata area ed essendo state realizzate con un certo numero di campioni, permettono di operare dei confronti al fine di ottenere delle datazioni, scopo questo con cui sono stati raccolti i campioni interessati.

Come cronologie di riferimento sono in genere indicate quelle cronologie ben replicate che rappresentano un punto fermo per l'operazione di sincronizzazione. Le cronologie di riferimento possono anche essere storiche, relative cioè a manufatti storici o reperti archeologici. Con il termine "*master chronologies*" vengono in genere indicate quelle cronologie anulari che contengono un comune segnale climatico di valenza perlomeno regionale. La lunghezza delle cronologie di riferimento e/o di *master chronologies* dipende in primo luogo dalla longevità degli alberi, cui si può fortunatamente ovviare tramite un procedimento di sincronizzazione a ponte; si possono così ottenere curve che si estendono per diversi millenni.

La creazione di curve di riferimento può avvenire in modo "diretto", correlando quindi varie sequenze dendrocronologiche fino al presente, o "indiretto", partendo quindi da una data ottenuta con altri metodi di datazione. Il secondo metodo, pur se consente di spingersi più addietro nel tempo, è meno preciso, soffrendo dell'errore di datazione intrinseco nel metodo utilizzato per ottenere l'età di riferimento iniziale.

La dendrocronologia è un metodo di datazione che permette una risoluzione annuale, quindi quando applicabile è decisamente preferibile alle datazioni basate su decadimento radioattivo, che stimano l'età con un errore di decine di anni (Baillie, 1995).

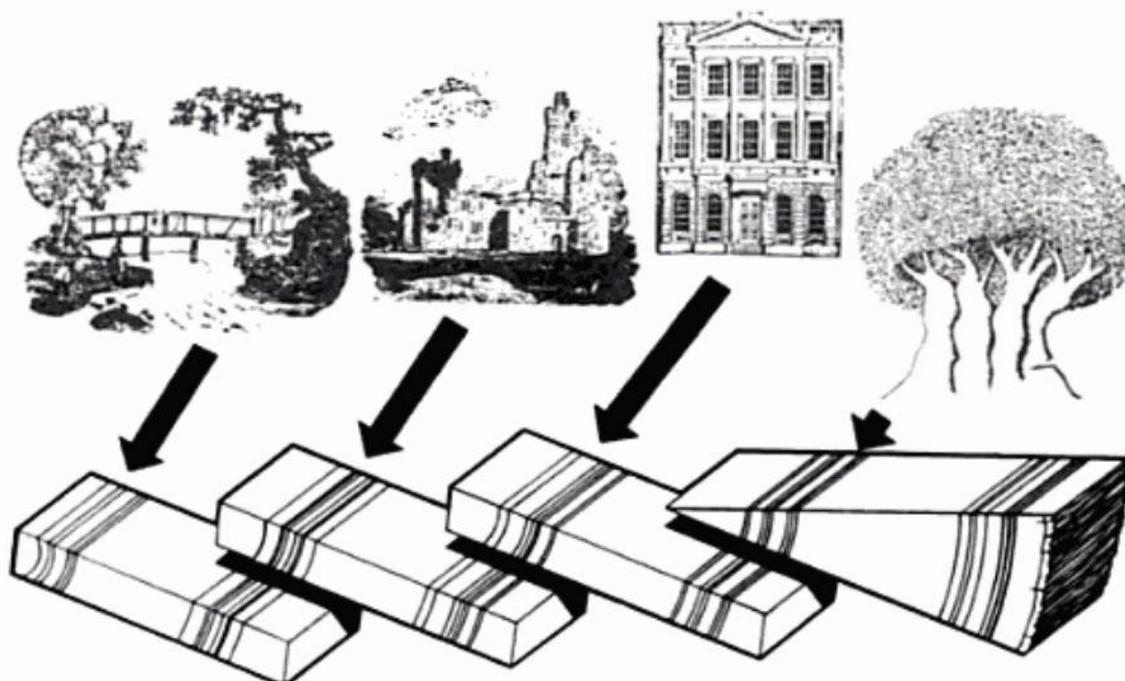


Figura 23: rappresentazione schematica del metodo di correlazione alla base della dendrocronologia (fonte: Baillie, 1995).

### 3.5.2.1 Applicazione ai campioni rinvenuti

Le datazioni dendrocronologiche dei campioni in esame, rinvenuti nella sezione stratigrafica di Vanzo Vecchio, sono state ottenute nel 1992, presso il Dipartimento di Scienze dell'Ambiente Forestale e delle sue risorse, dell'Università degli Studi della Tuscia; responsabile delle datazioni il Prof. Elio Corona.

I reperti inviati per la datazione presentano caratteristiche tale da arguire che siano stati soggetti nel corso del tempo a sollecitazioni meccaniche di varia intensità, in particolare a torsione e compressione; quadro questo perfettamente compatibile con trasporto e deposizione in regime fluviale.

I campioni hanno rivelato, salvo casi particolari, non contenere molti anelli annuali chiaramente riconoscibili o comunque misurabili. Per le successioni con un numero di anelli leggibili pari ad almeno 40, si è tentata la sincronizzazione sulla *master chronology* di Becker (1984), in quanto le datazioni al  $^{14}\text{C}$  sui campioni Camisano 8, 19 e 80, suggeriscono che alcuni reperti dovrebbero inserirsi nel secondo millennio a.C..

Degli 11 reperti inviati, in condizioni sufficientemente buone per l'analisi, è stato possibile datare solamente tre di essi, appartenenti a tronchi di quercia; per i restanti, appartenenti a tronchi di ontano, olmo, faggio e larice, non erano all'epoca disponibili cronologie europee di riferimento.

Per la trattazione specifica dei risultati si rimanda al capitolo dedicato.

### 3.6 Prospezioni geofisiche SEV

Per effettuare le indagini in oggetto gli operatori si sono avvalsi della tecnica del Sondaggio Elettrico Verticale di Resistività (SEV) attivo, utilizzando un quadripolo con geometria di tipo Schlumberger. Questo metodo permette di ricavare la curva che rappresenta i valori della resistività apparente misurati nel sottosuolo al di sotto dello stendimento elettrico.

Il metodo utilizzato, Schlumberger, consente di individuare variazioni orizzontali di resistenza ( $\rho$ ) nel terreno per mezzo dell'immissione in esso di corrente continua a bassa frequenza. Le caratteristiche del campo elettrico, misurate in superficie, dipendono dalle posizioni relative dei punti d'immissione della corrente e dalla conduttività del sottosuolo.

La geometria degli stendimenti è illustrata nella figura sottostante:

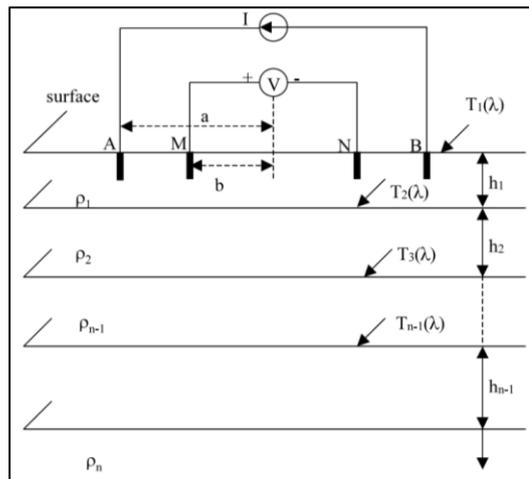


Figura 24: modello di terreno con numero di strati pari a  $n$  e configurazione d'indagine di tipo Schlumberger (fonte: Slaoui et al, 2003).

con  $C_1, C_2$  corrispondenti ad A, B e  $P_1, P_2$  ad M, N.

Aumentando la distanza tra gli elettrodi che immettono la corrente (A, B) si investiga sempre più in profondità; per ogni spostamento si misurano l'intensità di corrente ( $I$ ) e la differenza di potenziale ( $\Delta V$ ),

fondamentali per l'applicazione della Legge di Ohm:  $R = \frac{\Delta V}{I}$ , che ci permette di ricavare la Resistenza

Elettrica ( $R$ ) intercorrente tra gli elettrodi. Moltiplicando  $R$  per il fattore geometrico ( $K$ ), tipico di ogni

configurazione spaziale degli elettrodi, si calcola il valore della Resistività Apparente ( $\rho$ ):  $\rho = \left( \frac{\Delta V}{I} \right) * K$ ,

indicativo del tipo di terreno che si trova alla profondità investigata.

Allontanando eccessivamente A e B, M ed N si troveranno in una posizione tale per cui il potenziale elettrico sarà così basso (a causa di naturali effetti di dispersione) che la misura dei valori di  $\rho$  risulterà pari all'errore strumentale; si rende quindi necessario aumentare anche la distanza tra M ed N.

La prima operazione da svolgere per poter effettuare correttamente le misurazioni consiste nell'azzerare i potenziali spontanei, che dipendono da movimenti di cariche nel sottosuolo. Dopo questa fase si può procedere ad energizzare il terreno; per ogni posizione dei picchetti si eseguono due rilevamenti, mediando quindi i valori registrati in ognuno dei casi. La coppia di rilevamenti misurata per ogni posizione si ottiene invertendo di volta in volta la direzione del flusso di corrente, in modo tale da evitare la polarizzazione del terreno. L'oggetto delle rilevazioni sono i valori di  $I$  e  $\Delta V$ , da cui si può successivamente risalire a  $\rho$  e quindi al tipo di terreno.

La profondità massima di investigazione solitamente accettata per questo metodo è pari ad  $AB/5$ .

Per la trattazione specifica dei risultati si rimanda al capitolo dedicato.

## 4 Le sezioni stratigrafiche

In questo capitolo verranno riportate le sezioni stratigrafiche descritte durante la campagna di rilevamento. Nel caso della sezione di Vanzo Vecchio, non più affiorante, si riporta in modo integrale la descrizione realizzata nel 1992 dal Dott. Maurizio Cucato, geologo libero professionista da anni collaboratore del Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova. Ad egli è anche dovuta la descrizione che ha permesso di integrare la sezione del Ponte dei Granatieri con l'affioramento più occidentale, attualmente coperto da detrito.

Per ogni sezione sono fornite collocazione geografica, descrizione e eventuali osservazioni inerenti; a supporto di questi elementi vengono inseriti log stratigrafici e fotografie.

La legenda di riferimento utilizzata per il log è inserita nello spazio sottostante. Essa differisce da quella utilizzata nel capitolo dei sondaggi meccanici, essendo in questo caso descrizioni di sintesi di più caratteri rilevati all'interno dell'intera sezione.

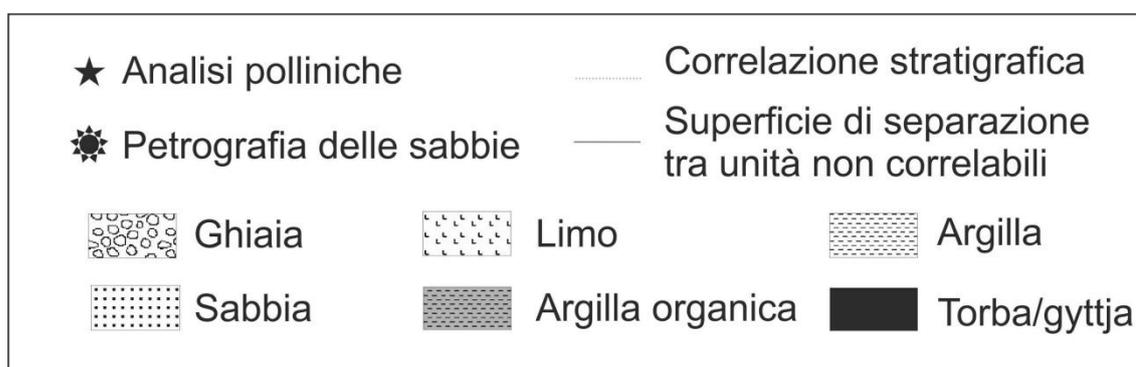


Figura 25: legenda di riferimento per i log delle sezioni stratigrafiche.

#### 4.1 Sezione “Canile” (sigla CNL)

La descrizione di questa sezione è stata realizzata dallo scrivente. La descrizione iniziale, effettuata nel marzo 2009, è stata più volte verificata ed integrata nei 2 anni successivi.

La sezione stratigrafica si colloca all'interno della media Valdastico, sulla riva destra del fiume Astico, poche decine di metri a sud del Ponte Pilo e circa 2 km a sud delle morene frontali LGM più avanzate. Essa è determinata e mantenuta “fresca” da continui fenomeni franosi (da testimonianze orali essa sono fenomeni il cui inizio risale almeno agli anni '70 del secolo scorso) che ne causano un progressivo arretramento della fronte.

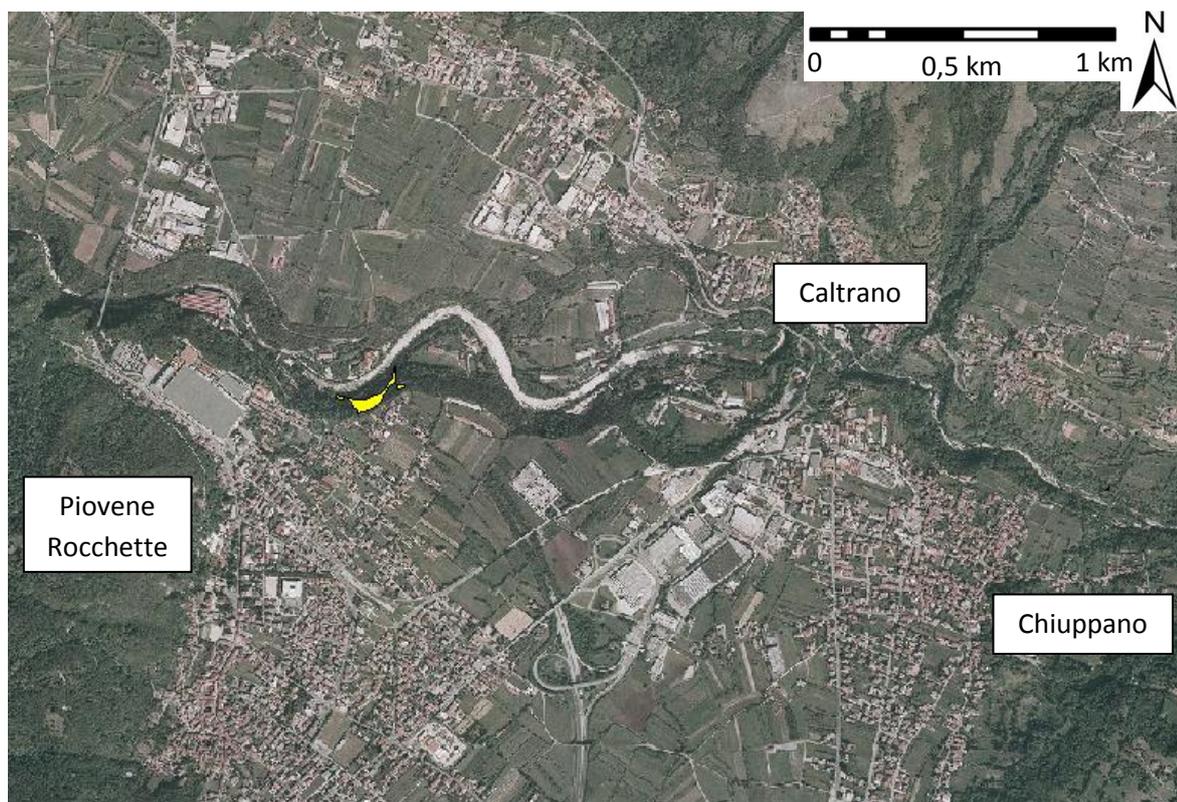


Figura 26: la collocazione della sezione stratigrafica “Canile” (in giallo).

### 4.1.1 Descrizione

La descrizione sottostante rappresenta la summa delle osservazioni compiute negli anni; i valori dati sono quindi medie dei vari spessori individuati in affioramento. La collocazione particolare dell'affioramento ha impedito l'accesso diretto alla maggioranza di esso, ragion per cui la descrizione in alcuni punti manca di dettaglio, essendo stata compiuta in panoramica, da una distanza di circa 100 m.

La sezione presenta dimensioni notevoli; essa si estende, infatti, per oltre 300 m in orizzontale e 55 m in verticale, per tutta l'altezza della scarpata che raccorda l'estremo lembo settentrionale della pinaura con l'alveo del torrente Astico.

Le dimensioni e la variabilità anche laterale degli strati componenti l'affioramento hanno suggerito di descriverlo raggruppando il sedimento in unità stratigrafiche, omogenee per composizione e strutture sedimentarie. Ne sono state riconosciute 2, identificate dal prefisso CNL (da "Canile") e così descritte a partire dal basso:

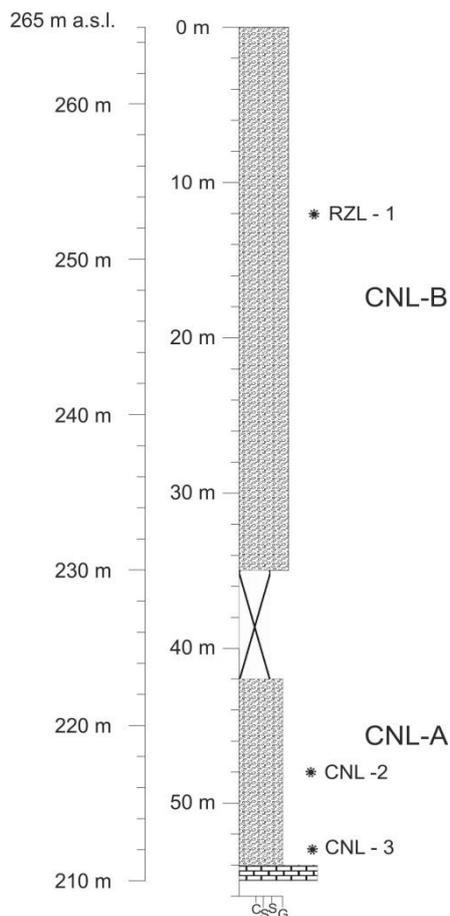


Figura 27: log stratigrafico della sezione "Canile"; sono indicati anche i campioni presi per le analisi petrografiche delle sabbie.

CNL-A: unità basale costituita da ghiaie alluvionali omogenee (asse medio: 0,2÷5 cm) a supporto di matrice (sabbiosa, granulometria variabile medio-fine). Il sedimento si presenta ben organizzato in strati planari, con evidenza di deposizione in ambiente fluviale (stratificazione incrociata, sezioni oblique di paleocanali). I clasti presentano buon grado di arrotondamento e hanno litologia principalmente carbonatica, con sporadici clasti di vulcaniti intermedie. L'unità è spesso mediamente 12 metri e poggia su substrato roccioso carbonatico (Dolomie triassiche) con un limite planare ad immersione verso sud (gradi di inclinazione variabile tra 60 e 80°). Il limite con il substrato roccioso (Dolomie triassiche) è visibile solamente nella parte meridionale dell'affioramento, dove si colloca circa 1 metro sopra l'attuale letto del fiume.

CNL-B: l'unità soprastante affiora mediamente per 35 metri; il limite con l'unità inferiore non è purtroppo osservabile in panoramica, sia a causa della distanza che per la copertura di detrito. Il sedimento di questa unità stratigrafica è costituito da ghiaie organizzate in diversi corpi a geometria lenticolare e tabulare; i clasti presentano forma sub-arrotondata e granulometria estremamente variabile (da centimetrica fino a 1,5 m) e sono costituiti principalmente da rocce carbonatiche, sebbene siano presenti in quantità apprezzabili frammenti di rocce sia vulcaniche che metamorfiche. I vari corpi ghiaiosi presentano evidenti strutture sedimentarie di tipo fluviale, quali laminazione planare ed incrociata.



Figura 28: un'immagine in panoramica della sezione "Canile".

#### 4.1.2 Analisi petrografiche

Per la comprensione e caratterizzazione delle unità stratigrafiche in oggetto ci si è avvalsi, oltre che dell'osservazione diretta, anche di analisi petrografiche della frazione sabbiosa del sedimento.

Sebbene i caratteri generali siano stati sintetizzati ed inseriti nella descrizione soprastante, vengono qui di seguito riportate in dettaglio le analisi compiute in laboratorio.

I dati mostrano una separazione sufficiente a distinguere 2 gruppi, corrispondenti alle unità stratigrafiche CNL-A (1 campione) e CNL-B (2 campioni). All'interno degli stessi, inoltre, è possibile notare un'omogeneità sufficiente a giustificarne il raggruppamento.

Campione	Unità	Quota dal piano campagna	Q	P	Kf	Lva	Lvm	Lm	Lcd	Lcc	Ls	Tot.
CNL1	CNL-B	- 12 m	0.9	0.9	0.3	9.1	17.9	0.3	61.0	5.3	4.4	100.0
CNL2	CNL-A	- 48 m	-	-	-	3.4	1.1	0.3	57.8	34.1	3.4	100.0
CNL3	CNL-A	- 53 m	0.3	-	-	3.1	-	-	77.7	11.0	8.0	100.0

Tabella 1: i risultati della analisi petrografiche condotte sui campioni prelevati dalla sezione. Le sigle corrispondono ai seguenti termini: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce.

## 4.2 Sezione “Ponte dei Granatieri” (sigla PDG)

La descrizione di questa sezione è stata realizzata dallo scrivente. La descrizione iniziale, effettuata nel febbraio 2009, è stata più volte verificata ed integrata nei 2 anni successivi. I dati rilevati in prima persona sono stati integrati da altre descrizioni fornite dal Dott. Maurizio Cucato, che ha avuto occasione di osservare, nel giugno del 1993, un affioramento della medesima sezione, situato pochi metri a ovest di quello visibile nel 2009, ed ora non più esistente.

La sezione stratigrafica si colloca all’interno della media Valdastico, sulla riva sinistra del fiume Astico, poche decine di metri a sud del Ponte dei Granatieri e circa 4,5 km a sud delle morene frontali LGM più avanzate. Il sedimento è stato esposto da un fenomeno franoso nei mesi di novembre/dicembre 2008, successivamente reiterato in più occasioni negli anni seguenti, in particolar modo nel novembre 2010. Da testimonianze orali degli abitanti e dai dati del Dott. Cucato è emerso che questa zona è soggetta a questo tipo di fenomeni da alcune decine d’anni, sebbene in quest’ultimo periodo la fronte sia arretrata notevolmente (quasi 7 m), spingendo la municipalità di Caltrano ad intervenire in merito.

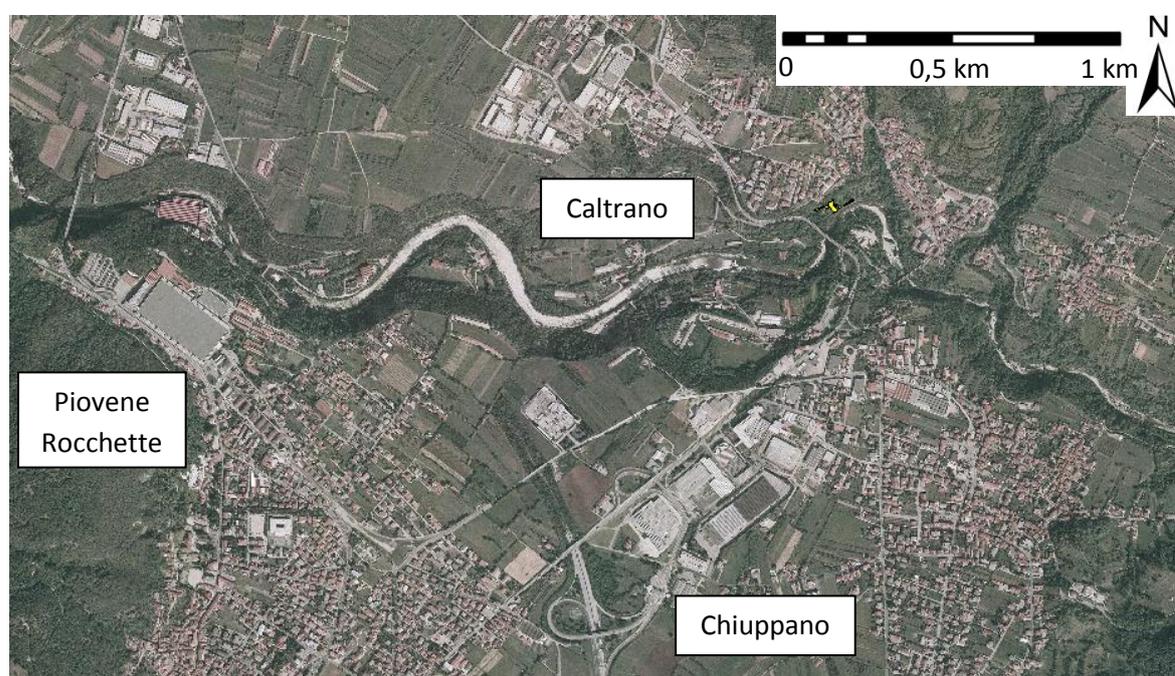


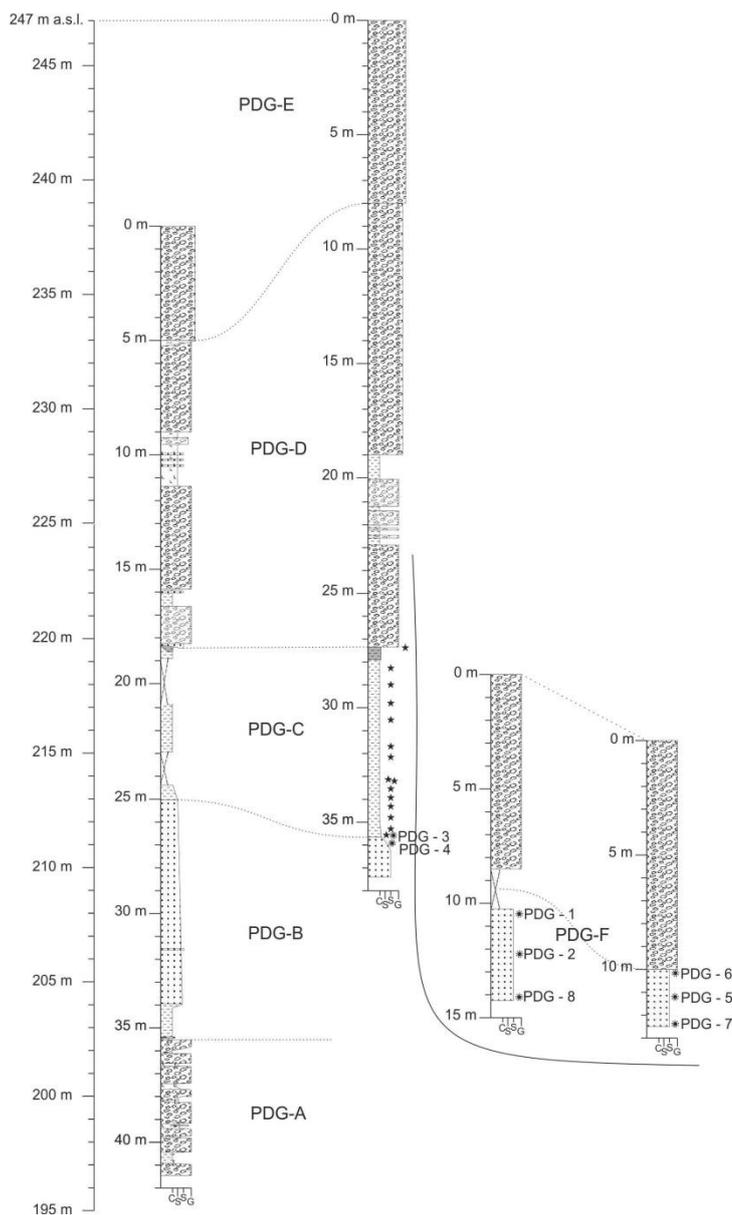
Figura 29: la collocazione della sezione stratigrafica "Ponte dei Granatieri" (in giallo).

### 4.2.1 Descrizione

La descrizione sottostante rappresenta la summa delle osservazioni compiute dal Dott. Cucato, nel 1993, e da me, in questi 3 anni di dottorato. I valori dati sono quindi medie dei vari spessori individuati in affioramento. La particolarità dell’affioramento ha impedito l’accesso diretto alle incisioni da cui sono derivate le descrizioni del 1993, ragion per cui in alcuni punti vi sono differenze di dettaglio.

La sezione presenta dimensioni notevoli, sebbene inferiori al precedente. La sezione si articola in 4 diversi spezzoni giustapposti orizzontalmente, che nel complesso si estendono su circa 50 m in orizzontale e 51 m in verticale. La sezione si sviluppa a partire dalla superficie topografica esterna al canyon dell’Astico ma si arresta pochi metri al di sopra dell’attuale alveo del fiume, dove viene coperta da una coltre di detrito troppo estesa per essere rimossa manualmente.

Le dimensioni e la variabilità anche laterale degli strati componenti l’affioramento hanno suggerito di descriverlo raggruppando il sedimento in unità stratigrafiche, caratterizzate da specifiche litologie e strutture sedimentarie. Ne sono state riconosciute 6, identificate dalla sigla PDG (da “ponte dei Granatieri”) e così descritte a partire dal basso:



**Figura 30: schema stratigrafico della sezione "Ponte dei Granatieri". ogni log corrisponde ad un affioramento; quello di sinistra rappresenta la sezione descritta dal Dott. Cucato.**

osservato finora (colore Munsell: 2,5Y 5/2), derivante dall'abbondante contenuto in materia organica. Il sedimento, a prevalenza limosa (argilla: 25%, limo 65%, sabbia fine 10%) si presenta finemente laminato, con rare screziature (abbondanza 5%) aventi spessore millimetrico e colore verdino chiaro, non meglio definibile a causa della ridotta ampiezza. La prova con l'acido cloridrico ha dato una scarsa effervescenza (grado 2 della scala). Il limite con lo strato inferiore è piano e graduale in circa 15 cm, ed è determinato da una lieve diminuzione della granulometria e da un cambio nell'organizzazione del sedimento. Al di sotto di questo intervallo si ha un pacco di sedimenti ampio 8 m, avente composizione lievemente più argillosa del soprastante (argilla: 30%, limo 65%, sabbia fine 5%) e tonalità cromatica più chiara, definita per mezzo delle tavole Munsell come 5Y 7/2. L'HCl denota una presenza maggiore di carbonati rispetto a quanto rilevato poco sopra, avendo determinato una reazione che si colloca tra i gradi 3 e 4 della scala di riferimento. Nella parte di terreno sottostante i 2,6 m sommitali, si è notata la comparsa di strati grigi più o meno scuri intervallantesi al sedimento osservato fino a quella quota. Non è stato possibile

PDG-A: unità basale costituita principalmente da ghiaie debolmente stratificate, questa unità affiora per circa 6 m, solamente nel settore occidentale della sezione, alla base della scarpata del canyon dell'Astico, pochi metri sopra l'attuale alveo del fiume. Localmente sono state rinvenute lenti decimetriche di sabbia e limo laminato. Il deposito si presenta sovraconsolidato ed è caratterizzato da piegamenti da glacioteettonica.

PDG-B: questa unità è caratterizzata dalla presenza alla base di uno strato costituito da limo e argilla laminati (spessore 160 cm); al di sopra di questo strato si ritrovano sabbie grigio-azzurre debolmente laminate con trend fining upward, che portano così lo spessore complessivo dell'unità a circa 9 m. Il sedimento presenta anche in questo caso sovraconsolidazione e lamine e superfici di strato inclinate, che immergono a ovest con inclinazione media di circa 80°.

PDG-C: a partire da questo strato iniziano le sovrapposizioni evidenti tra l'affioramento da me descritto e quello osservato dal Dott.

Cucato. L'unità in questione è suddividibile caratterizzata dalla presenza alla sommità di uno strato spesso circa 45 cm avente tono cromatico molto scuro rispetto a quanto

evidenziare una variazione granulometria tra le varie tipologie di strati, ma quelli di colore più scuro risultano essere molto spesso più resistenti all'erosione degli altri, sebbene tutti abbiano spessori analoghi tra loro, variabili da 5 cm a 1 cm procedendo verso il basso. La giacitura dei piani di separazione tra questi intervalli si è notato essere abbastanza concordante tra strati immediatamente adiacenti, ma estremamente mutevole lungo la sequenza stratigrafica, da sub-orizzontale a fortemente inclinata (60° - 70° gradi con l'orizzontale), procedendo verso est. Il limite inferiore è di tipo graduale, occupa all'incirca i 20 cm basali ed è evidenziato dalla cessazione delle alternanze, nonché dall'aumento progressivo della granulometria fino alla sabbia fine.

PDG-D: questa unità consiste di alternanze di strati argillosi e ghiaiosi, aventi spessore variabile da 0,3 a 2,5 m e limiti piani, sebbene alla scala della sezione si presentino leggermente inclinati (<5°). Globalmente lo spessore di questa unità varia da 18 a 13 m. Le alternanze argillose sono caratterizzate da reazione all'HCl a malapena percepibile, collocandosi tra i gradi 0 e 1 della scala e color rosso mattone. Esso è stato infatti definito, per mezzo delle Tavole Munsell, come 7,5YR 6/6 in prossimità del limite superiore dell'unità, e come 7,5YR 4/6 nelle parte basale; la transizione tra i due termini appare graduale. E' stato possibile individuare la presenza di sporadiche screziature mal definite di colore aranciato (7,5YR 5/8). Immersi all'interno del sedimento sono stati rinvenuti sporadici clasti carbonatici centimetrici. Gli strati ghiaiosi sono costituiti da clasti calcarei e dolomitici a supporto di matrice, aventi dimensioni variabili tra 2 e 8 cm, con alcuni massi ( $a_{max} \approx 60$  cm), e forma che spazia dalla sub-arrotondata all'angolosa. La matrice presenta una reazione alla prova dell'HCl solamente udibile, associabile quindi al primo grado della scala di riferimento. La determinazione cromatica rigorosa dello strato non è stata possibile, per quanto possa essere definita come simile a quella degli intervalli argillosi, sebbene leggermente più chiaro. L'intera unità presenta grado di cementazione medio, che aumenta drammaticamente in corrispondenza dei 20 cm basali, diventando elevato. Il limite inferiore dell'unità è planare, molto probabilmente erosivo. Nella parte occidentale della sezione, alla sommità dell'unità, è stato rinvenuto un orizzonte di suolo poco sviluppato che conserva un profilo A - C.

PDG-E: questa unità costituisce la sommità della sezione e ha come limite superiore la superficie topografica della piana esterna al canyon dell'Astico. Lo spessore complessivo è di circa 10 m ed è costituito da ghiaie grossolane di dimensioni variabili da centimetriche a decimetriche, sia arrotondate che angolose, a supporto di matrice. I clasti sono costituiti in prevalenza da litologie carbonatiche, sebbene siano presenti frammenti di rocce vulcaniche provenienti sia dalle porfiriti Permiane che dal complesso Ladinico. Il grado di cementazione è variabile da elevato a buono. E' presente una parziale organizzazione del deposito in strati orizzontali; con alcune intercalazioni a granulometria minore (apparentemente sabbiosa o ghiaioso - fine) ad andamento orizzontale, aventi spessore di 20-30 cm. La posizione di detti intervalli non ha consentito osservazioni più precise. Il passaggio all'unità inferiore avviene in modo netto, erosivo ed ondulato alla scala della sezione.

PDG-F: ultima unità della sezione, essa affiora solamente nella parte orientale della sezione, ad una quota inferiore rispetto a quella precedente. Questo intervallo si compone di 2 diversi strati: quello inferiore si presenta come un'alternanza di livelli sabbiosi a granulometria eterogenea tra loro (da sabbia media a sabbia grossolana, ma omogenea nel singolo elemento. Sono presenti strutture da trasporto trattivo, quali laminazioni planari e incrociate. Lo spessore dello strato è di almeno 4 m; non è stato possibile individuarne il limite inferiore, sebbene esso affiori con continuità per circa 20 m. Al di sopra di esso si colloca uno strato ghiaioso spesso circa 15 m (in questo caso era il limite superiore a non essere visibile), costituito da ciottoli arrotondati di dimensioni variabili tra 0,5 e 20 cm, di litologia in massima parte carbonatica, con rari frammenti di selce. Il deposito presenta un

grado di consolidazione elevato, che si esplica, qualora venga colpito con la piccozza, con il distacco di agglomerati di ciottoli. Il limite con l'intervallo sabbioso inferiore si presenta netto, irregolare e ondulato, sicuramente erosivo. L'intero strato si presenta meno erodibile di quello sabbioso sottostante, risultando sporgente rispetto ad esso di 30 – 40 cm. È stato possibile osservare all'interno dell'affioramento alcune strutture particolari, tra cui una piccola incisione (ampiezza 30 cm, profondità 40-50 cm) nello strato inferiore sabbioso, apparentemente dovuta a flusso d'acqua. Meritevole di particolare attenzione è una forma rivenuta a circa 50 cm di altezza dal limite tra gli strati, situata in prossimità del limite destro dell'affioramento. Alta circa 1,5 m, larga circa 2,5 m, tale struttura risalta per svariate particolarità, tra cui il fatto di avere la fronte arretrata rispetto a quella del rimanente deposito. La forma presenta alla base grossi blocchi allungati (lunghezza media: 50 – 60 cm, altezza media: 10 – 15 cm) dagli spigoli squadrati, disposti a contatto diretto tra loro, per un'altezza di 60 – 70 cm, variabile a seconda del punto di osservazione. La parte superiore a questo deposito è costituita da sedimento erodibile, debolmente cementato, di clasti ben arrotondati aventi diametro da centimetrico a decimetrico, organizzati in modo caotico. E' possibile separare dall'insieme anche la parte a contatto con il limite destro, per un'estensione di circa 80 cm, in quanto ivi sono presenti due strati costituiti da materiale fine limoso-sabbioso, aventi spessore pari a circa 5 cm. La litologia dei componenti è carbonatica, senza eccezioni di sorta. Le caratteristiche elencate, unite alla forma della struttura, avente fondo leggermente convesso, porta ad ipotizzare che sia interpretabile come un piccolo canale abbandonato.



**Figura 31: panoramica della sezione con il limite tra le unità PDG-C e PDG-D. E' ben visibile la presenza di una struttura deformativa dovuta a glaciotettonica in PDG-C e la differenza cromatica tra la parte sommitale, organica, e quella sottostante.**

#### 4.2.2 Analisi petrografiche

Per la comprensione e caratterizzazione delle unità stratigrafiche in oggetto, oltre che per la successiva correlazione con le unità provenienti da altre sezioni e/o carotaggi, ci si è avvalsi, oltre che dell'osservazione diretta, anche di analisi petrografiche della frazione sabbiosa del sedimento.

I caratteri generali sono stati sintetizzati ed inseriti nella descrizione soprastante, vengono qui di seguito riportate in dettaglio le analisi compiute in laboratorio.

I dati mostrano una separazione sufficiente a distinguere 3 gruppi, corrispondenti alle unità stratigrafiche PDG-C (1 campione), PDG-B (1 campione) e PDG-F (6 campioni). Nel caso dell'unità PDG-F, i 6 campioni presentano caratteristiche sufficienti al raggruppamento in un'unica "famiglia".

Campione	Unità	Quota dal piano campagna	Q	P	Kf	Lva	Lvm	Lm	Lcd	Lcc	Ls	Tot.
PDG1	PDG-F	- 39,0 m	10.3	0.6	1.1	9.7	0.3	3.1	32.5	41.3	1.1	100.0
PDG2	PDG-F	- 41,0 m	4.5	0.6	1.8	15.1	0.6	5.0	23.4	45.1	3.9	100.0
PDG3	PDG-C	- 35,4 m	6.9	-	1.3	7.2	0.3	1.3	27.2	52.8	3.1	100.0
PDG4	PDG-B	- 35,6 m	8.5	-	1.2	14.6	2.0	0.9	36.7	33.5	2.6	100.0
PDG5	PDG-F	- 42,6 m	11.6	0.3	1.7	7.6	-	8.1	34.0	34.6	2.0	100.0
PDG6	PDG-F	- 41,6 m	3.8	-	0.6	10.6	-	3.5	23.8	54.4	3.2	100.0
PDG7	PDG-F	- 43,9 m	5.7	-	1.5	18.8	0.3	3.3	20.2	43.5	6.8	100.0
PDG8	PDG-F	- 42,8 m	6.3	-	2.6	10.6	1.4	2.6	23.0	49.4	4.0	100.0

Tabella 2: i risultati della analisi petrografiche condotte sui campioni prelevati dalla sezione. Le sigle corrispondono ai seguenti termini: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce.

### 4.2.3 Analisi polliniche

Per ottenere maggiori dati di tipo paleoambientale e, potenzialmente, cronologico, la sezione è stata campionata per le analisi polliniche. L'unica unità che si prestava a simile analisi è l'unica PDG-C, che è stata dunque campionata con passo costante per l'intera ampiezza, salvo poi raffittire il prelievo di sedimento nelle zone apparentemente più promettenti, vale a dire quelle caratterizzate da laminazioni.

Il campionamento è stato eseguito dallo scrivente, con l'aiuto del Dott. Michele Maritan del Dipartimento di Biologia dell'Università di Padova. L'analisi vera e propria è stata compiuta dalle Dott.sse Barbara Gaudio e Antonella Miola, che li hanno poi inseriti in un diagramma pollinico ottenuto con il software *Tilia*, che viene qui sotto riportato. Il significato di esso verrà trattato in seguito, nella parte di discussione.

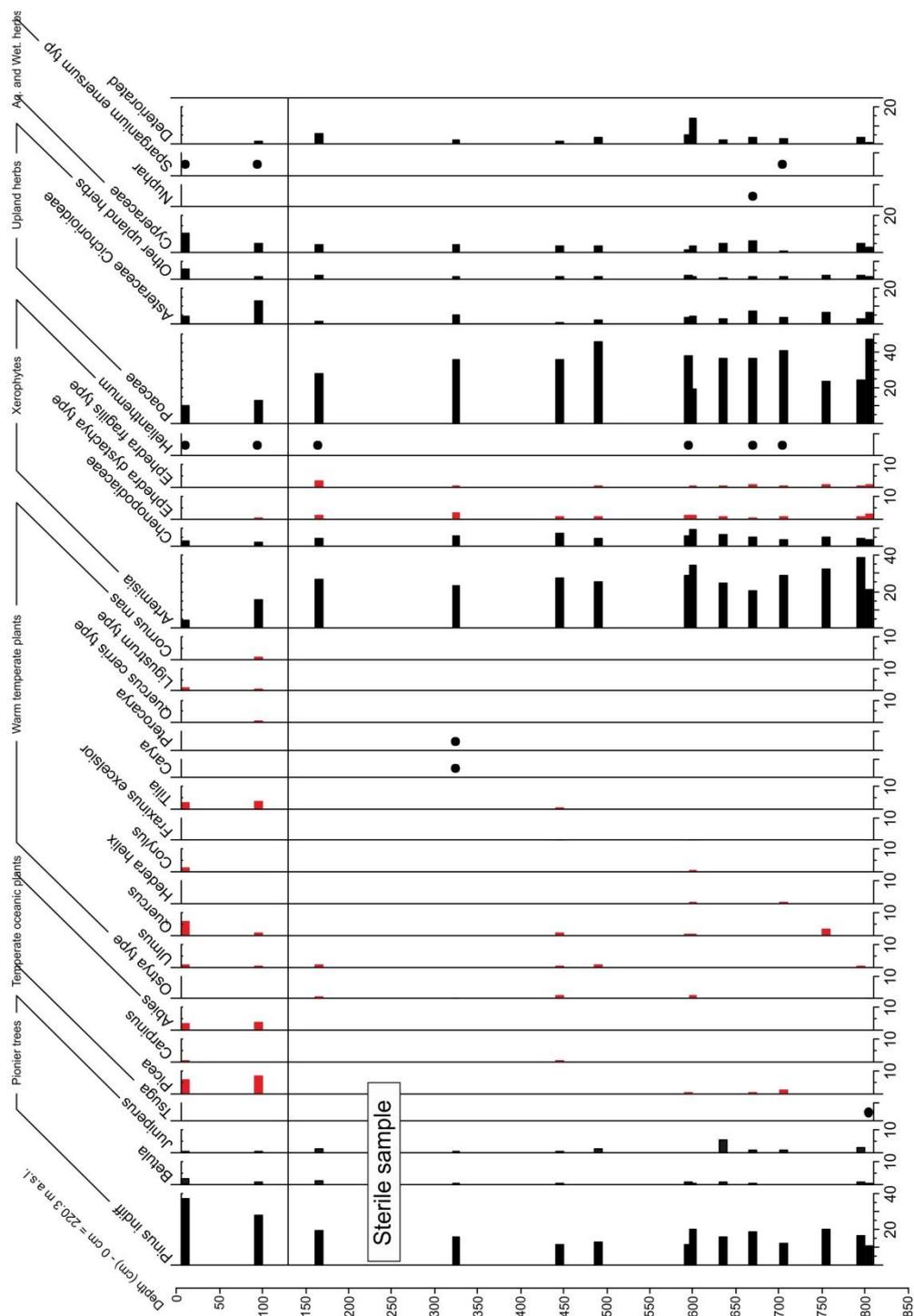


Figura 32: il diagramma pollinico risultante dalle analisi condotte sull'unità PDG-C della sezione.

### 4.3 Sezione “Rozzola” (sigla RZL)

La descrizione di questa sezione è stata realizzata dallo scrivente. La descrizione iniziale, effettuata nel aprile 2009.

La sezione stratigrafica si colloca all’interno della bassa Valdastico, sulla riva sinistra del fiume Astico, all’interno del canyon scavato dall’omonimo fiume, circa 1,5 km a sud della sezione “Ponte dei Granatieri”.

La sezione è visibile grazie al fatto che l’unità sommitale della stessa possiede caratteristiche tali per cui risulta più resistente all’erosione e forma quindi una cengia che “protegge” il sedimento sottostante.

Al di sopra della sezione ed ai lati della sezione è stato riconosciuto da telerilevamento, e poi verificato in campagna, un deposito legato a dinamiche di versante, nella fattispecie un conoide alluvionale che si mostra con la propria tipica forma, ben riconoscibile dalle foto aeree.



Figura 33: la collocazione della sezione stratigrafica "Rozzola" (in giallo); le dimensioni sono esagerate per consentirne l'a visualizzazione ad una scala sufficiente per la contestualizzazione geografica.

#### 4.3.1 Descrizione

La descrizione sottostante rappresenta la summa delle osservazioni compiute negli anni; i valori dati sono dunque medie dei vari spessori individuati.

L’affioramento presenta dimensioni modeste; esso si estende, infatti, per circa 30 m in orizzontale e 20 m in verticale, a partire dalla quota dell’alveo attuale del fiume Astico

Le dimensioni e la variabilità anche laterale degli strati componenti l’affioramento hanno suggerito di descriverlo raggruppando il sedimento in unità stratigrafiche, omogenee per composizione e strutture sedimentarie. Ne sono state riconosciute 3, identificate dal prefisso RZL (da “Rozzola”, toponimo situato in prossimità della sezione) e così descritte a partire dal basso:

RZL-A: unità basale spessa almeno 4 m (il limite inferiore non è visibile, coperto dalle alluvioni recenti dell’Astico). Il sedimento che la compone è costituito di argilla e limo alternati, localmente presentanti laminazione finissima (spessore inferiore a 1 mm); si presenta sovraconsolidato, con una colorazione bruno –giallastra (10YR 6/4 per le Tavole Munsell). All’interno della sequenza sono presenti lenti ghiaiose e sabbiose di spessore compreso tra 5 e 20 cm, con estensione laterale estremamente variabile da poche decine di centimetri ad alcuni metri. Il sedimento sembra essere stato soggetto a deformazione, dato che localmente le laminazioni mostrano un’inclinazione con l’orizzontale che arriva fino a 30°.

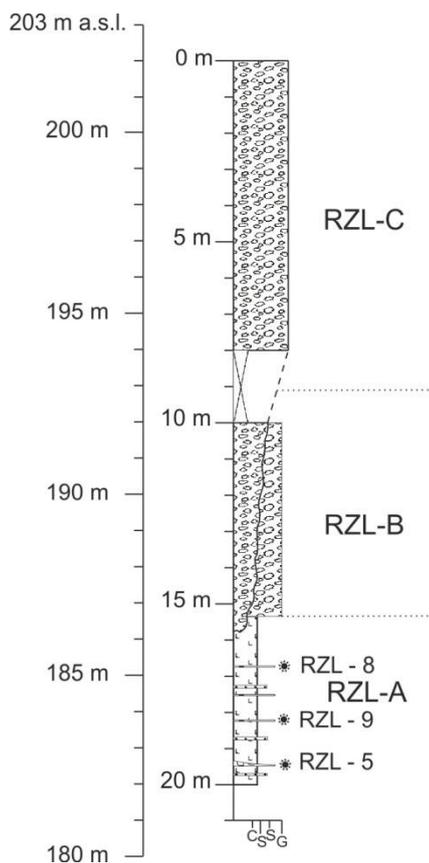


Figura 34: log stratigrafico della sezione "Rozzola".

RZL-B: questa unità è costituita da ghiaie, da fini a grossolane (asse b medio compreso tra 2 mm e 10 cm), con evidenza di deposizione in regime di trasporto trattivo. Sono infatti presenti sezioni inclinate di piccoli canali ed evidenze di accrezione di barre fluviali, espresse dalla laminazione da planare a incrociata del sedimento. I set in cui sono organizzati i clasti mostrano inclinazioni estremamente varie, sa dub-orizzontali a 70°, immergenti per la massima parte verso nord. I clasti sono costituiti da litologie sia carbonatiche che vulcaniche e presentano forma da sub-arrotondata a sub-angolosa. Il limite inferiore dell'unità è inclinato, ondulato, sicuramente erosivo.

RZL-C: ultima unità componente la sezione, essa affiora ad una quota variabile da 2 a 3 m al di sopra della RZL-B, il limite tra di esse è infatti nascosto da varie coperture detritiche, e si estende al di sopra per almeno 8 m (limite superiore non visibile). Localmente, nella parte meridionale della sezione, questa unità poggia sulla RZL-A con una superficie erosiva. Il presente intervallo è costituito da ghiaia poco selezionata a supporto di matrice, di dimensioni mediamente comprese tra 5 e 10 cm,

con alcuni blocchi che arrivano fino a 60 cm. Il deposito è formato da clasti mediamente cementati tra loro, di litologia esclusivamente dolomitica, provenienti dal versante in roccia soprastante che porta all'Altopiano dei Sette Comuni.



Figura 35: particolare dell'unità RZL-B.

### 4.3.2 Analisi petrografiche

Per la comprensione e caratterizzazione delle unità stratigrafiche in oggetto, oltre che per la correlazione tra i vari affioramenti componenti la sezione e con le unità provenienti da altre sezioni e/o carotaggi, ci si è avvalsi, oltre che dell'osservazione diretta, anche di analisi petrografiche della frazione sabbiosa del sedimento.

I caratteri generali sono stati sintetizzati ed inseriti nella descrizione soprastante, vengono qui di seguito riportate in dettaglio le analisi compiute in laboratorio.

I dati non mostrano una separazione sufficiente a distinguere vari gruppi, permettendo quindi di accorpare in un unico intervallo il sedimento campionato, corrispondente quindi all'unità RZL-A (3 campioni).

Campione	Unità	Quota dal piano campagna	Q	P	Kf	Lva	Lvm	Lm	Lcd	Lcc	Ls	Tot.
RZL5	RZL-A	- 19,5 m	7.9	-	0.3	12.5	0.8	2.2	41.1	31.6	3.5	100.0
RZL8	RZL-A	- 16,8 m	3.8	-	-	12.1	0.5	1.4	50.1	27.7	4.4	100.0
RZL9	RZL-A	- 18,1 m	2.3	0.3	-	12.8	0.6	2.3	55.2	24.7	1.7	100.0

Tabella 3: i risultati della analisi petrografiche condotte sui campioni prelevati dalla sezione. Le sigle corrispondono ai seguenti termini: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce.

## 4.4 Sezione “Vanzo Vecchio”

La raccolta e lo studio dei dati presentati in questa sezione è stata compiuta nel biennio 1990 – 1991 dal Dott. Maurizio Cucato, allora geologo borsista presso il Dipartimento di Geografia dell’Università di Padova sotto la guida del Prof. G. B. Castiglioni. Ad essi va il mio ringraziamento per la possibilità di utilizzare questi dati per la mia tesi.

La sezione è ubicata nei pressi dell’abitato di Vanzo Vecchio, vicino al più noto comune di Camisano Vicentino. Dal punto di vista morfologico essa ricade nella bassa pianura, al di sotto della linea delle risorgive, nell’area di pianura alimentata dal fiume Brenta.

La raccolta dei dati presentati in questa sezione è stata resa possibile dalla costruzione a Camisano Vicentino, in via Vanzo Vecchio, nella proprietà del signor F. Foresta, di una grossa vasca destinata a pesca sportiva. L’escavazione è avvenuta negli anni 1990 – 1991.

L’intervento del Dott. Cucato in questo sito è avvenuto nella fase finale dell’escavazione, quando la maggior parte dei sedimenti alluvionali era già stata estratta e i fronti di scavo erano in parte già stati ricoperti con materiali di riporto. Queste condizioni hanno impedito la raccolta di dati su fronti estesi, limitando la descrizione della stratigrafia presente nel luogo.

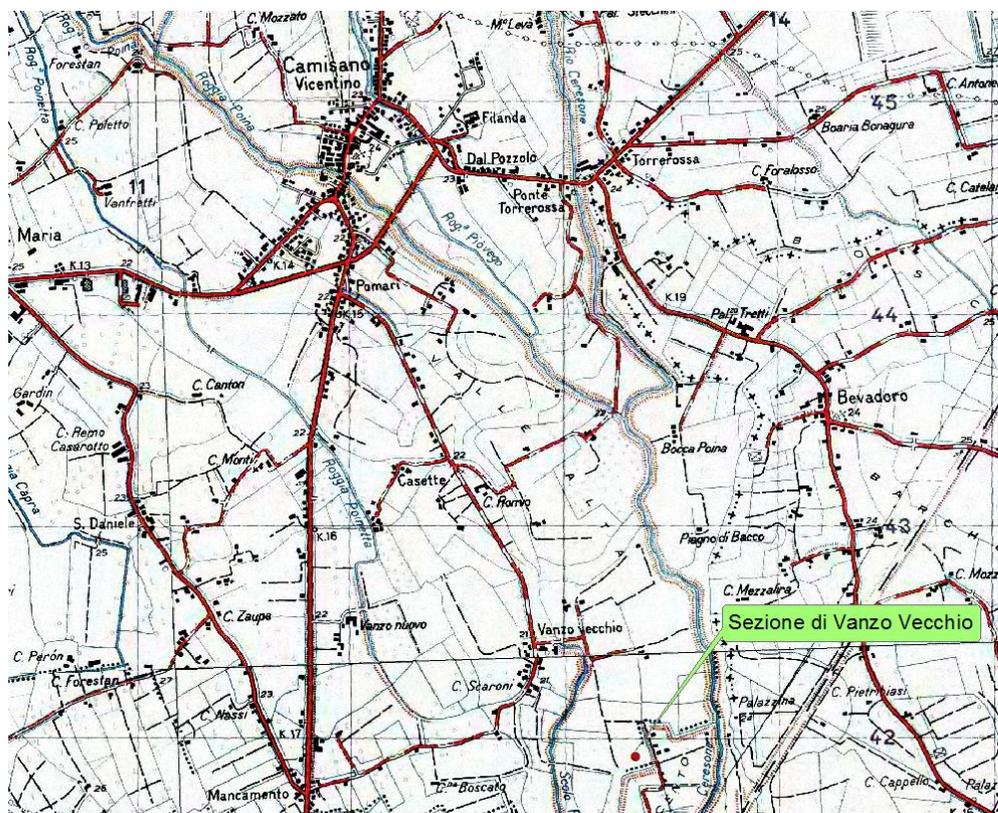


Figura 36: ubicazione della sezione descritta dal Dott. Cucato a Vanzo Vecchio.

### 4.4.1 Descrizione

L’escavazione è stata compiuta in più fasi lavorative; ad un iniziale stadio in cui si è provveduto all’asportazione del terreno agrario superficiale, presente con una potenza di 50 – 70 cm, è seguito lo scavo dei sedimenti sottostanti. Quest’ultimo stadio lavorativo è stato compiuto inizialmente fino ad una quota di 4,5 m dal piano campagna e successivamente approfondito fino ad un livello posto ad 8,5 m dal piano campagna., quota corrispondente alla profondità finale della vasca. La fase di scavo vera e propria è stata compiuta all’asciutto, tramite un sistema di pompaggio “well point” per abbassare il livello della falda freatica.

Le osservazioni condotte, in quanto compiute in condizioni di scavo semi-completato, con risistemazioni delle pareti già parzialmente compiute, sono state quindi limitate e puntuali, rivolte soprattutto all'esame ed al campionamento dei resti lignei qui rinvenuti.

Il campionamento dei resti lignei è stato condotto, successivamente alla precisa collocazione stratigrafica del reperto, prelevando un frammento della porzione esterna dei tronchi, talora campionando la stessa rotella prelevata per l'analisi dendrocronologica, ed essiccandolo al forno ad una temperatura di 50° centigradi circa. I campioni sono stati successivamente inviati al laboratorio di analisi, dove hanno subito un trattamento specifico, che è stato illustrato nel capitolo dedicato alla dendrocronologia.

La sezione qui descritta rappresenta la summa delle osservazioni compiute all'interno dello scavo; i valori dati sono quindi medie dei vari spessori individuati in affioramento. Si è scelto, per questo motivo, di non riportare valori di colore associati alle sigle delle tavole Munsell, fornendo descrizioni solamente qualitative, che, anche se potenzialmente ambigue, non portano a pensare che si tratti di caratteri estremamente costanti e inalterati in tutto l'affioramento. Vengono portati a corredo della mera descrizione un log stratigrafico della sezione e alcune fotografie. Per il log, non essendo possibili osservazioni di persona, si sono utilizzate le campiture già impiegate per quelli dei carotaggi meccanici.

Partendo dall'alto, la stratigrafia ricostruita è la seguente:

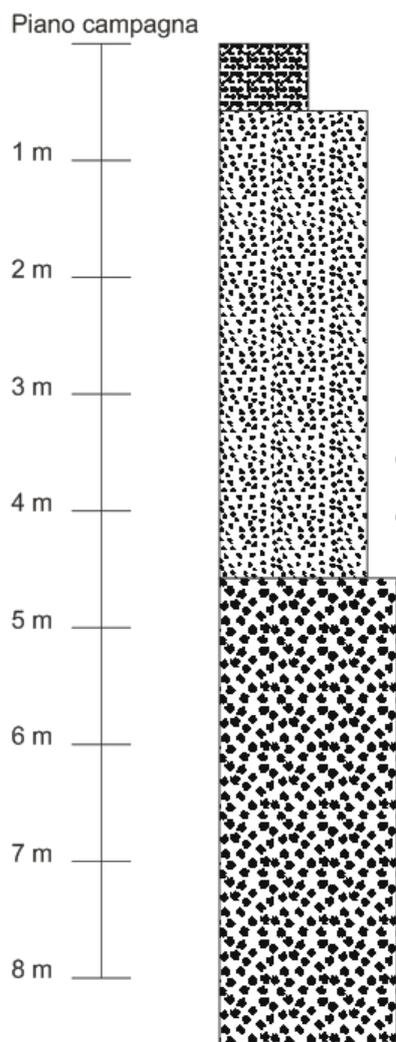


Figura 37: log stratigrafico della sezione.

60 cm d.p.c. [60 cm]: livello superficiale di spessore variabile, formato da limi e limi sabbiosi pedogenizzati, con evidenti tracce di rimaneggiamento per pratiche agricole.

60 – 460 cm d.p.c. [400 cm]: strato formato da sabbie e ghiaie, talora alternate, a stratificazione orizzontale ed incrociata. Verso l'alto si può notare un netto incremento della frazione sabbiosa, tanto che i circa 50 cm sommitali sono costituiti esclusivamente da sabbie. Non sono stati osservati ciottoli di fango, mentre la presenza di resti vegetali fluitati non è stata accertata in modo sicuro. A tale proposito esiste un'indicazione proveniente dagli addetti agli scavi, peraltro non verificabile, secondo la quale i tronchi da cui provengono i campioni siglati Camisano 18, 19 e 20, sono stati estratti dalla porzione di alluvioni in esame. Le ghiaie e le sabbie hanno sovente colorazione giallo-brunastra, molto marcata nei livelli ghiaiosi più permeabili e legata a fenomeni di ossidazione connessi all'oscillazione della falda freatica.

460 – 860 cm d.p.c. [400 cm]: intervallo costituito da sabbie e ghiaie a stratificazione incrociata concava a media e grande scala. In tutto il settore in affioramento il colore dei sedimenti è prevalentemente su toni grigio-azzurri, mentre i livelli bruno-giallastri diventano via via più frequenti verso l'alto. Un elemento caratteristico di questa porzione delle alluvioni è la presenza di ciottoli e palle d'argilla. Si tratta di ciottoli e blocchi dalle dimensioni medie variabili da 1 – 2 cm fino a circa 25 cm (più raramente possono raggiungere dimensioni fino a circa 40 cm), con bordi sia molto arrotondati che appena smussati.

Normalmente essi hanno forma subsferica, prendendo così il nome di "mud balls", e sono formati da argille od argille limose, talora contenenti al loro interno piccoli gusci di gasteropodi e bivalvi d'acqua dolce e /o

resti vegetali torbosi. I ciottoli e le palle d'argilla hanno colorazione variabile dal grigio al grigio-scuro, grigio-bruno fino al bruno pallido, elemento che sottolinea in maniera palese località o siti di provenienza diversi tra loro. Normalmente essi sono disposti in determinati livelli, anche di notevole continuità laterale, pur essendo frammisti alle sabbie e alle ghiaie.

L'elemento di maggiore interesse è la presenza di resti lignei arborei fluitati. Nei vari sopralluoghi effettuati è emerso che la maggior parte di essi era posta entro un intervallo compreso tra 5 e 6 m dal piano campagna, campioni Camisano 4, 5, 8, 10, 11, 13, 15). Inoltre essi si trovavano sia a notevole distanza orizzontale, sia a volte molto ravvicinati, in parte sovrapposti, con l'interposizione di rami minori o di complessi di apparati radicali rovesciati. In taluni casi si è evidenziata la presenza di terreno argilloso tra le radici, il quale evidentemente ha consentito di limitare gli effetti erosivi della fluitazione. I tronchi siglati Camisano 80 e 81 provengono da un livello di ghiaie e sabbie a stratificazione incrociata concava, posto ad una profondità di circa 4 – 5 m dal piano campagna.



Figura 38: panoramica di una sezione dello scavo; si notano alcuni tronchi inclusi nel sedimento.

#### 4.4.2 Datazioni

Sono state effettuate sia datazioni al radiocarbonio che dendrocronologiche dei campioni prelevati. Di seguito vengono elencati i campioni analizzati, la loro tipologia e le età ottenute; per la trattazione specifica dei metodi si rimanda ai capitoli dedicati. Per una visione sintetica si faccia riferimento alla tabella della pagina seguente.

I seguenti campioni sono stati sottoposti ad analisi per la radiodattazione al Carbonio 14.

Camisano 8: il campione in esame era costituito da una porzione di un tronco di quercia caducifolia impregnato d'acqua, rinvenuto ad una profondità compresa tra 5 e 5,5 metri dal piano campagna. Il trattamento propedeutico alla fase di datazione ha avuto inizio con la ripulitura dell'esemplare da ogni forma di sporcizia superficiale e da qualsiasi materiale estraneo presente sulla superficie. Il campione è stato quindi spezzato in piccole parti, sottoposte alla diluizione a caldo dapprima con HCl, in modo tale da annullare la presenza delle varie specie di carbonati, e in seguito con NaOH, funzionale alla rimozione degli acidi umici e altre contaminazioni organiche. Vari cicli di lavatura e asciugatura hanno concluso la fase di pre-lavorazione. La datazione è stata quindi compiuta sul diossido di carbonio ottenuto dalla combustione del materiale. L'età ottenuta al termine dell'analisi, corretta per il  $^{13}\text{C}$ , è di 3'920 +/- 75 anni BP, corrispondenti, dopo la calibrazione, all'arco di tempo 4'097 – 4'567 anni BP. Il valore ottenuto con la calibrazione è la somma degli intervalli probabilistici seguenti: 4'146 – 4'533 (0,983%), 4'097 – 4'117 (0,011%), 4'557 – 4'567 (0,005%), 4'543 – 4'547 (0,002%).

Camisano 19: in questo caso la determinazione dell'età è stata compiuta su di un frammento ligneo proveniente dal tronco di un olmo imbevuto d'acqua, già estratto dalla parete di scavo. La fase di preparazione all'analisi è stata analoga a quella messa in atto per il reperto precedente, standard per quanto attiene ai resti lignei. L'età risultante, corretta per l'influsso del  $^{13}\text{C}$  fotosintetico, è pari a 3'575 +/- 75 anni BP, equivalenti, al termine della calibrazione, all'intervallo compreso tra gli anni calibrati 3'649 – 4'086 BP. La calibrazione è il risultato della somma dei seguenti archi di tempo probabilistici: 3'649 – 4'086 (0,997%) e 3'649 – 3'653 (0,003%).

Camisano 80: proveniente dalla parete dello scavo, alla profondità di circa 4 – 5 metri dal piano campagna, il tronco da cui è stato prelevato il campione datato appartiene ad una quercia caducifolia; il tronco presentava una lunghezza di 8,5 metri ed un diametro variabile tra 70 e 90 cm. Al termine dell'usuale fase di lavorazione del materiale, la datazione ha definito valori di età di 7'965 +/- 95 anni BP; la calibrazione porta le date a coincidere al periodo 8'557 – 9'076, in anni calibrati BP. Anche in questo caso il valore ottenuto è dovuto alla somma di due intervalli probabilistici: 8'557 - 9'032 (0,994%) e 9'060 – 9'076 (0,006%).

I seguenti campioni sono stati sottoposti ad analisi per l'attribuzione dell'età su base dendrocronologica.

Camisano 4: rotella appartenente ad un tronco di quercia caducifolia, rinvenuto alla profondità di circa 5 – 5,5 m dal piano campagna e contenente 84 anelli annuali chiaramente misurabili; la sincronizzazione con la *master chronology* conduce a datare la morte dell'albero nell'anno 789 a.C. (2'739 anni BP).

Camisano 13: campione costituito da una rotella appartenente ad un tronco di quercia caducifolia, contenente 98 anelli annuali di ampiezza stimabile con precisione; il campione appartiene ad un tronco rinvenuto ad una quota anche in questo caso compresa tra 5 e 5,5 metri rispetto al piano campagna. L'analisi fa risalire la morte del vegetale all'anno 2'155 a.C. (4'105 anni BP).

Camisano 15: contenente 75 anelli annuali ben definiti, questa rotella appartiene ad un tronco di quercia caducifolia rinvenuto, come i precedenti, ad un livello compreso tra 5 e 5,5 metri di

profondità rispetto al piano campagna. Il tronco, secondo l'analisi dendrocronologica, è stato prodotto da un albero morto nell'anno 1'942 a.C. (3'892 anni BP).

<b>Sigla campione</b>	<b>Profondità di sepoltura (cm d.p.c.)</b>	<b>Tipologia di materiale</b>	<b>Tipo di datazione</b>	<b>Età attribuita (anni BP)</b>
Camisano 80	400 – 500	Porzione di tronco di quercia caducifolia	Radiocarbonio	8'557 – 9'076
Camisano 8	500 – 550	Porzione di tronco di quercia caducifolia	Radiocarbonio	4'097 – 4'567
Camisano 4	500 – 550	Rotella di quercia caducifolia	Dendrocronologia	2'739 (789 a.C.)
Camisano 13	500 – 550	Rotella di quercia caducifolia	Dendrocronologia	4'105 (2'155 a.C.)
Camisano 15	500 – 550	Rotella di quercia caducifolia	Dendrocronologia	3'892 (1'942 a.C.)
Camisano 19	Ignota, ≤ 860	Porzione di tronco di olmo	Radiocarbonio	3'649 – 4'086

Tabella 4: elenco dei campioni datati nella sezione di Vanzo Vecchio con indicate le varie peculiarità.

## 5 Sondaggi meccanici

Questo capitolo raccoglie le descrizioni dei carotaggi meccanici effettuate durante la tesi. In larga parte queste descrizioni sono frutto di osservazioni da me compiute in prima persona, mentre nel caso dei sondaggi “Sandrigo” e “Marano Vicentino” mi sono state fornite le stratigrafie, senza la possibilità di osservare direttamente il sedimento.

Con la descrizione viene riportato un log stratigrafico, per la legenda si faccia riferimento alla colonnina sottostante.

Per la trattazione specifica dei campioni sottoposti a radiodatazione al  $^{14}\text{C}$  si rimanda al capitolo specifico.



Figura 39: legenda dei sondaggi meccanici.

## 5.1 Carotaggi “Villaverla” (sigla PS)

Questi carotaggi sono stati messi a disposizione dello scrivente dal Dipartimento di Geoscienze dell’Università di Padova nelle persone del Dott. Paolo Fabbri e Dott.ssa Rita Deiana, a cui vanno i miei ringraziamenti per la disponibilità dimostrata.

La descrizione è stata effettuata il 10 marzo 2011 e viene qui riportata suddivisa per strati, dalla sommità alla base della carota. Le profondità dei limiti degli strati sono intese dal piano campagna; sono riportate anche le potenze dei singoli strati (tra parentesi quadra). Le caratteristiche del limite sono specificate solo quando riconoscibili, in funzione della loro leggibilità nella carota.

Tratto comune a tutti i sondaggi è la provenienza essenzialmente carbonatica dei clasti macroscopici, con sporadici frammenti di selce.

I carotaggi in questione si collocano all’interno della municipalità di Villaverla, circa 1,5 km in direzione nord-ovest rispetto alle sorgenti del Bacchiglione e 8 km a nord della periferia settentrionale della città di Vicenza. Da un punto di vista geomorfologico essi si collocano poco a nord del limite superiore della fascia delle risorgive, quindi alle estreme propaggini meridionali dell’alta pianura.

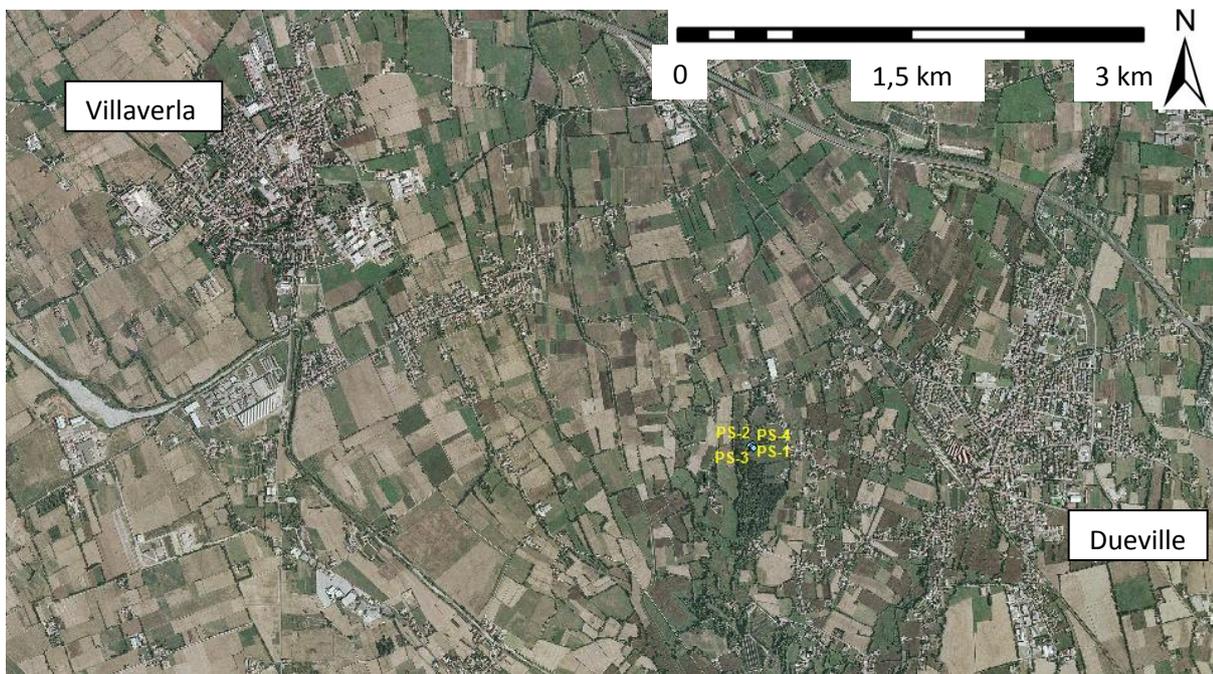


Figura 40: collocazione dei sondaggi di Villaverla (punti azzurri); i sondaggi sono indicati dalle stessi codici che si trovano nel testo.

### 5.1.1 PS - 1

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°056'842.333 Nord, 1°697'192.446 Est

Quota del piano campagna: 53 m s.l.m.

Lunghezza carota: 3 m

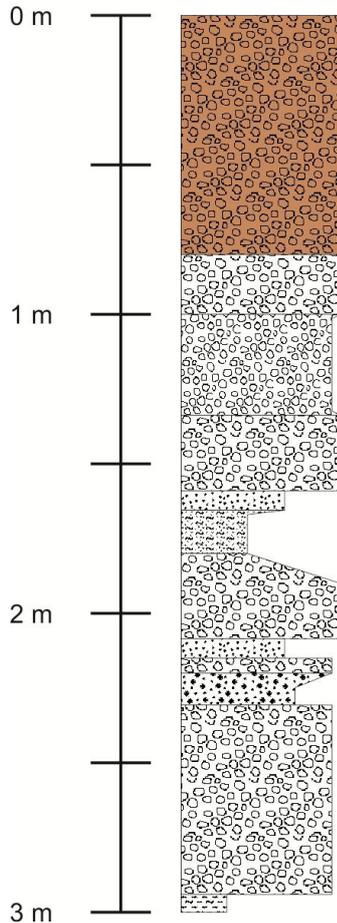


Figura 42: log stratigrafico del carotaggio PS - 1.



Figura 41: il carotaggio meccanico PS - 1.

0 – 80 cm [80 cm]: strato arativo impostato su ghiaia. Presenza di radici e altro materiale organico attuale.

80 – 159 cm [79 cm]: ghiaia (asse b medio  $\approx$  2 cm), con matrice limoso – argillosa. I clasti presentano forma molto ben arrotondata, tra i 100 e i 133 cm d.p.c. la granulometria diminuisce lievemente ( $b \approx$  1 cm). Limite inferiore abrupto, erosivo

159 – 166 cm [7 cm]: sabbia media di colore marrone chiaro, con presenza di screziature più scure (spessore 1 – 2 mm). Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 2 cm).

166 – 180 cm [14 cm]: limo sabbioso di colore marrone scuro, assenza di screziature. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 10 cm); si manifesta con la comparsa di ciottoli via via sempre più abbondanti.

180 – 208 cm [28 cm]: ghiaia ( $b \approx$  2 cm) con poca matrice. I clasti presentano forma sub – arrotondata e sono ben cementati tra loro. Limite inferiore abrupto, erosivo.

208 – 214 cm [6 cm]: sabbia media, colore marrone scuro. Limite inferiore abrupto.

214 – 220 cm [6 cm]: ghiaia ( $b \approx$  1 cm) con matrice sabbiosa. I clasti presentano forma sub – arrotondata, con andamento granulometrico coarsening upward. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 4 cm).

220 – 231 cm [11 cm]: sabbia medio – grossa, colore marrone chiaro. Limite inferiore abrupto.

231 – 293 cm [62 cm]: ghiaia a granulometria variabile, omogenea all'interno di sub – strati orizzontali. I clasti presentano forma sub – arrotondata e sono molto ben cementati tra loro. Limite inferiore abrupto, erosivo.

293 – 300 cm [7 cm]: argilla limosa con colorazione nel campo dei gley; presenza di screziature aranciate sottili (spessore  $<$  1 mm). Sono state rinvenute patine carboniose nella parte bassa, non meritevoli di campionamento.

### 5.1.2 PS - 2

Posizione geografica (Gauss - Boaga): 5°056'833.233 Nord, 1°697'180.699 Est

Quota del piano campagna: 53 m s.l.m.

Lunghezza carota: 5 m

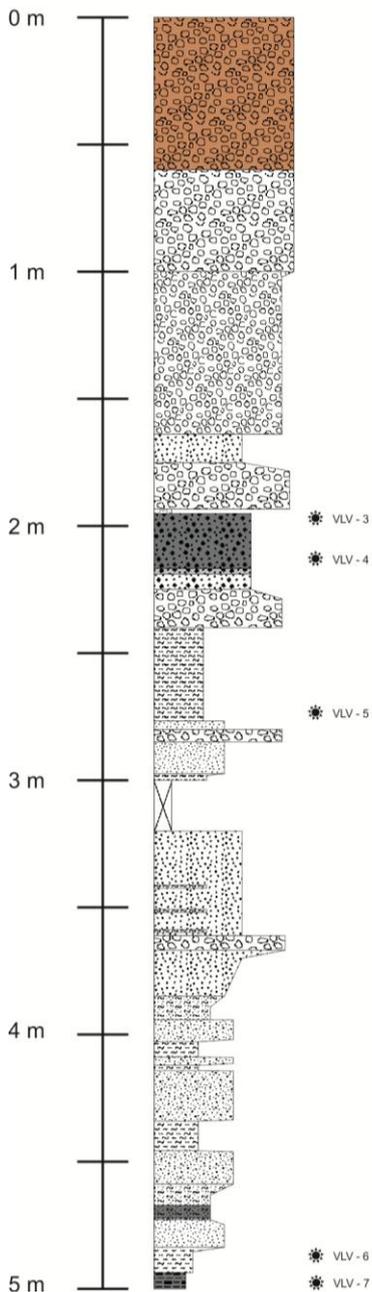


Figura 44: il carotaggio meccanico PS - 2.

0 - 60 cm [60 cm]: strato arativo impostato su ghiaia. Presenza di radici e altro materiale organico attuale.

60 - 164 cm [104 cm]: ghiaia (asse b medio  $\approx$  3 cm), i clasti presentano forma sub - arrotondata. La matrice, di colore marrone, aumenta a partire da 100 cm d.p.c. andando verso il basso. Tra i 100 e i 164 cm d.p.c. la granulometria diminuisce lievemente ( $b \approx$  0,5 - 1 cm). Limite inferiore abrupto, erosivo.

164 - 175 cm [11 cm]: sabbia media, colore marrone scuro con rare patine carboniose. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 3 cm).

175 - 193 cm [22 cm]: ghiaia ( $b \approx$  2 cm) composta da clasti ben arrotondati. Matrice limoso - sabbiosa di colore marrone.

195 - 217 cm [22 cm]: sabbia media con granuli all'interno (apparentemente aggregati di sabbia cementati, diametro medio millimetrico). Presenza di molto materiale organico decomposto, che attribuisce allo strato la peculiare colorazione nerastra. Andamento dello strato lievemente fining upward. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 2 cm).

Figura 43: log stratigrafico del carotaggio PS - 2.

Campioni: VLV - 3 (195 - 197 cm); età radiometrica calibrata 22'962 - 23'750 anni cal BP.

217 - 225 cm [8 cm]: sabbia media con aggregati di sabbia cementata (diametro millimetrico). Colore marrone scuro. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 4 cm).

225 - 240 cm [15 cm]: ghiaia ( $b \approx$  1 cm) con molta matrice sabbiosa, colore marrone scuro come strato superiore. I clasti hanno forma sub - arrotondata. Limite inferiore abrupto, erosivo.

240 - 277 cm [37 cm]: limo argilloso (quantità di argilla variabile con la profondità senza un trend ben definibile). La colorazione varia dall'alto al basso, con transizioni graduali in 2 - 3 cm: da 240 a 250

marrone chiaro, da 250 a 268 grigio verdastro, da 268 a 277 grigio; da 240 a 260 sono presenti abbondanti (10 – 15%) screziature aranciate. A 275 è collocato un layer organico di spessore pari a 0,8 – 1 cm. Limite inferiore abrupto.

277 – 280 cm [3 cm]: sabbia fine color nocciola chiaro. Limite inferiore abrupto.

280 – 285 cm [5 cm]: ghiaia (d ≈ 1 cm) con molta matrice sabbiosa; i clasti hanno forma ben arrotondata. Colore come strato superiore. Limite inferiore abrupto.

285 – 297 cm [12 cm]: sabbia fine color nocciola chiaro. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 1 cm).

297 – 300 cm [3 cm]: limo di color grigio chiaro.

300 – 320 cm [20 cm]: lacuna.

320 – 361 cm [41 cm]: sabbia media grigia; presenza di intercalazioni limose di spessore 1 – 2 cm a 342, 351 e 359 cm d.p.c.. Limite inferiore abrupto.

361 – 367 cm [6 cm]: ghiaia (d ≈ 1 – 2 cm) con matrice sabbiosa; i clasti hanno forma arrotondata. Andamento della granulometria leggermente coarsening upward. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 3 cm).

367 – 385 cm [18 cm]: sabbia con andamento coarsening upward (al tetto sabbia grossa, al letto sabbia fine). Lo strato presenta colorazione grigio. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 4 cm).

385 – 394 cm [9 cm]: limo sabbioso di colore marroncino; presenza di abbondanti (15%) screziature orizzontali più scure. Limite inferiore abrupto.

394 – 459 cm [65 cm]: sabbia di granulometria variabile da media a fine; colorazioni anch'esse variabili da grigie a marroni – aranciate. Presenza di intercalazioni argillo – limose isolate: 403 – 409, 412 – 414, 434 – 446 cm d.p.c.. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 5 cm).

459 – 473 cm [14 cm]: limo sabbioso di colore grigio con screziature irregolari verdastre. Presenza di un intervallo con contenuto organico tra 367 e 372 cm d.p.c.. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 2 cm).

473 – 484 cm [11 cm]: sabbia fine di colore nocciola con numerose screziature orizzontali più scure. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 2 cm).

484 – 494 cm [10 cm]: argilla limosa di colore grigio verde. Presenza di un incluso legnoso. Limite inferiore abrupto.

494 – 500 cm [6 cm]: argilla ad altissimo contenuto organico, che le conferisce una caratteristica colorazione nerastra e consistenza untuosa. La quantità di materia organica presente diminuisce andando verso il basso.

Campioni: VLV – 7 (394 – 396 cm; argilla organica); età radiometrica calibrata 16'735 – 17'091 anni cal BP.

### 5.1.3 PS - 3

Posizione geografica (Gauss - Boaga): 5°056'826.773 Nord, 1°697'191.184 Est

Quota del piano campagna: 53 m s.l.m.

Lunghezza carota: 5 m

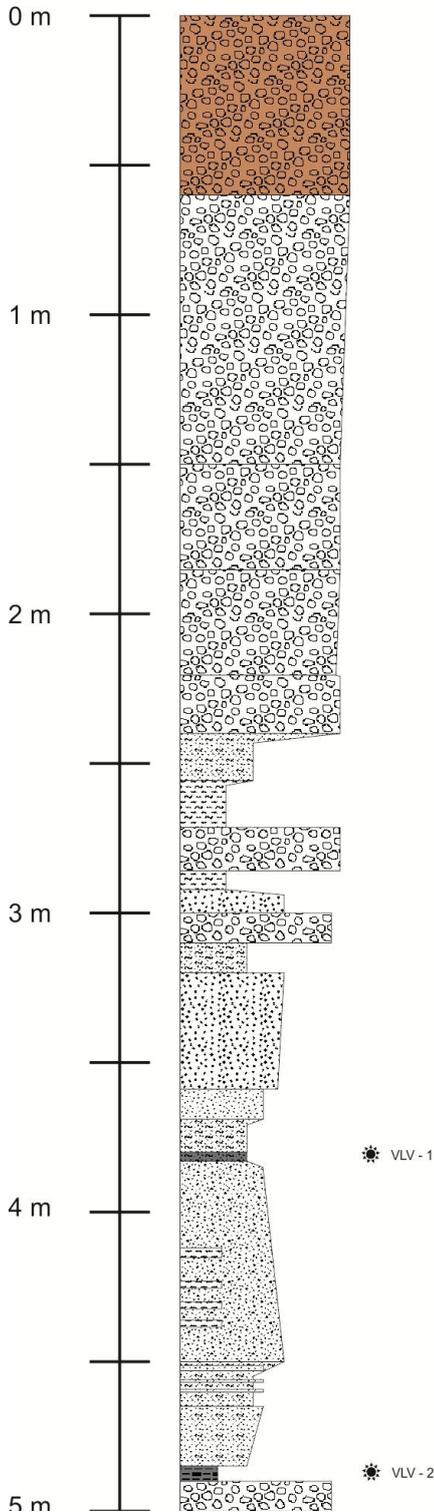


Figura 46: log stratigrafico del carotaggio PS - 3.



Figura 45: il carotaggio PS - 3.

- 0 - 60 cm [60 cm]: strato arativo impostato su ghiaia. Presenza di radici e altro materiale organico attuale.
- 60 - 150 cm [104 cm]: ghiaia formata da clasti di forma sub - arrotondata. La matrice, sabbiosa, di colore marrone chiaro, aumenta a partire da 100 cm d.p.c. andando verso il basso. Andamento della granulometria di tipo coarsening upward; infatti, al tetto l'asse b è mediamente pari a 4 - 5 cm, al letto è di circa 2 cm. Limite inferiore abrupto.
- 150 - 185 cm [35 cm]: ghiaia (b ≈ 2 cm, clasti ben arrotondati) con matrice limoso - sabbiosa; colore dello strato marrone, più chiaro rispetto al superiore. Limite inferiore abrupto.
- 185 - 220 cm [35 cm]: ghiaia (b ≈ 1,5 cm, clasti sub - arrotondati) con molta matrice argilloso - limosa. Colore marrone scuro. Strato con tendenza leggermente coarsening upward. Limite inferiore abrupto.
- 220 - 240 cm [20 cm]: ghiaia (b ≈ 2 cm, clasti ben arrotondati) con matrice limoso - sabbiosa; colore dello strato marrone, più chiaro rispetto al superiore. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 3 cm).
- 240 - 256 cm [16 cm]: limo misto a sabbia fine. Colore marrone scuro con screziature orizzontali più chiare. Presenza di intercalazioni sottili di argilla. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 2 cm).
- 256 - 272 cm [16 cm]: argilla limosa di colore grigio verdino, con screziature (10%) aranciate spesse alcuni mm. Limite inferiore abrupto.

- 272 – 286 cm [14 cm]: ghiaia ( $b \approx 2$  cm, clasti ben arrotondati) con poca matrice sabbiosa che aumenta andando verso il basso; colore dello strato marrone in prossimità del limite superiore, che diventa aranciato spostandosi verso il basso. Limite inferiore abrupto, erosivo.
- 286 – 293 cm [7 cm]: argilla limosa di colore grigio verdino, con screziature (10%) aranciate spesse alcuni mm. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 2 cm).
- 293 – 300 cm [7 cm]: sabbia media di colore grigio – verdino, con abbondanti (15%) screziature aranciate. Limite inferiore abrupto.
- 300 – 310 cm [10 cm]: ghiaia ( $b \approx 1$  cm, clasti ben arrotondati) con matrice argillosa; colore dello strato grigio. Limite inferiore abrupto, erosivo.
- 310 – 320 cm [10 cm]: limo grossolano; colorazione grigio chiaro con screziature millimetriche più scure. Presenza di sporadiche patine carboniose di dimensioni assai ridotte (1 – 2 mm). Limite inferiore abrupto.
- 320 – 359 cm [39 cm]: sabbia media di colore grigio. Andamento della granulometria leggermente coarsening upward. Limite inferiore abrupto.
- 359 – 369 cm [10 cm]: sabbia fine di colore marrone chiaro, con screziature grigie dai limiti indistinti. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 2 cm).
- 369 – 383 cm [14 cm]: limo sabbioso; colorazione grigia con screziature più scure di spessore millimetri o ed andamento sub – orizzontale. Presenza sporadica di patine carboniose; nei 3 cm basali diventano pervasive. Limite inferiore abrupto.
- 383 – 450 cm [67 cm]: sabbia di colore marrone chiaro con screziature aranciate; andamento della granulometria di tipo fining upward (tetto: sabbia fine; letto: sabbia media). Nell'intervallo 412 – 438 cm sono presenti sottili intervalli argillosi di forma irregolare, spessore variabile da 1 a 4 cm. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 5 cm).
- 450 – 465 cm [15 cm]: limo misto argilla di colore grigio (grigio – azzurro tra 454 e 459 cm d.p.c.). Presenza di sporadiche lenti di sabbia fine, di spessore compreso tra 1 e 2 cm. Limite inferiore abrupto.
- 465 – 485 cm [20 cm]: strato ad andamento coarsening upward (tetto: sabbia fine; letto: limo grossolano). Colorazione marrone chiaro con screziature aranciate sottili (spessore < 1 mm). Limite inferiore abrupto.
- 485 – 490 cm [5 cm]: argilla ad alto contenuto organico, che le conferisce colorazione nerastra e consistenza untuosa. Nessun resto vegetale riconoscibile. Limite inferiore abrupto. E' stato raccolto un campione per radiodatazione, non ancora sottoposto ad analisi.
- 490 – 500 cm [10 cm]: ghiaia ( $b \approx 0,5 - 1$  cm, clasti ben arrotondati) con matrice argillosa, particolarmente abbondante nei 4 cm sommitali; colore dello strato marrone scuro.

### 5.1.4 PS - 4

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°056'820.123 Nord, 1°697'202.205 Est

Quota del piano campagna: 53 m s.l.m.

Lunghezza carota: 5 m

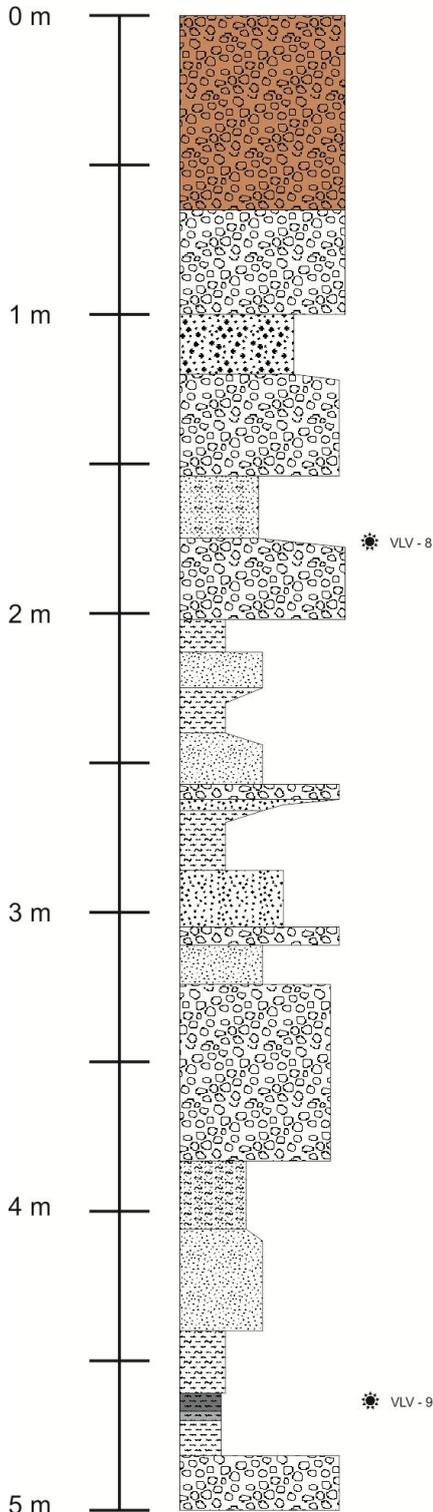


Figura 47: log stratigrafico del carotaggio PS - 4.

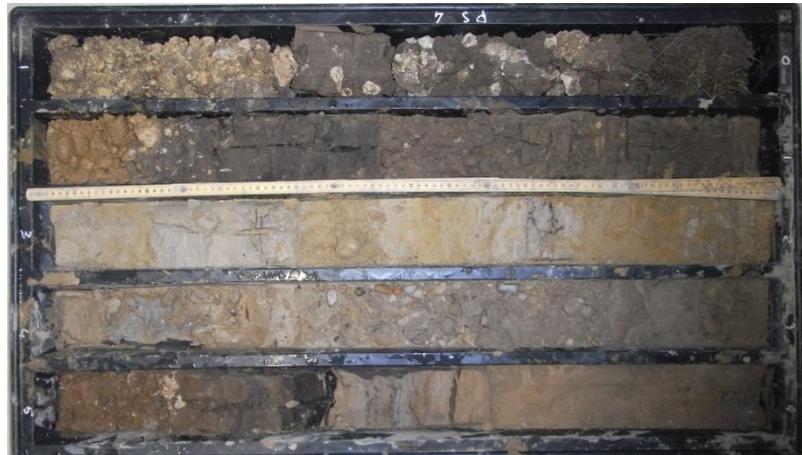


Figura 48: il carotaggio PS - 4.

0 – 65 cm [65 cm]: strato arativo impostato su ghiaia. Presenza di radici e altro materiale organico attuale.

65 – 100 cm [35 cm]: ghiaia formata da clasti di forma sub – arrotondata con poca matrice limosa. L’asse b dei clasti è mediamente pari a 2 – 3 cm. Limite inferiore abrupto, probabilmente erosivo.

100 – 120 cm [20 cm]: sabbia medio – grossa di colore marrone scuro. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 2 cm).

120 – 154 cm [34 cm]: ghiaia ( $b \approx 2$  cm, clasti sub – arrotondati) con molta matrice limosa. Limite inferiore abrupto, erosivo.

154 – 175 cm [21 cm]: sabbia fine mista a limo di colore marrone scuro; presenza di sporadici clasti ben arrotondati ( $b \approx 0,5$  cm). Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 3 cm).

175 – 202 cm [27 cm]: ghiaia ( $b \approx 3$  cm, clasti ben arrotondati) con matrice limoso – sabbiosa. Limite inferiore abrupto, erosivo.

202 – 213 cm [11 cm]: argilla limosa di colore grigio verdino con abbondanti (15%) screziature di colore marrone. Presenza di laminazioni nei 2 cm sommitali. Limite inferiore abrupto.

213 – 225 cm [12 cm]: sabbia fine di colore marrone chiaro con abbondanti (20%) screziature aranciate. Limite superiore graduale (transizione completa in circa 5 cm).

225 – 240 cm [15 cm]: argilla limosa di colore grigio verdino con abbondanti (15%) screziature di colore

- marrone. Presenza di patine carboniose nell'intervallo 231 – 235 cm d.p.c.. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 4 cm).
- 240 – 257 cm [17 cm]: sabbia fine di colore marrone chiaro con abbondanti (15%) screziature aranciate. Limite inferiore abrupto.
- 257 – 262 cm [5 cm]: ghiaia ( $b \approx 2$  cm, clasti ben arrotondati) con moltissima matrice sabbiosa. Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 2 cm).
- 262 – 266 cm [4 cm]: sabbia ad andamento coarsening upward (tetto: sabbia grossa; letto: sabbia fine). Limite inferiore graduale (transizione completa in circa 4 cm).
- 266 – 286 cm [20 cm]: argilla limosa di colore grigio verdino con abbondanti (15%) screziature di colore marrone. Presenza di patine carboniose nell'intervallo 268 – 273 cm d.p.c.. Limite inferiore abrupto.
- 286 – 305 cm [19 cm]: sabbia media di colore marrone chiaro. Limite inferiore abrupto.
- 305 – 311 cm [6 cm]: ghiaia ( $b \approx 2$  cm, clasti arrotondati) con matrice sabbiosa. Limite inferiore abrupto, erosivo.
- 311 – 324 cm [13 cm]: sabbia fine di colore grigio; presenza di laminazioni scure tra 319 321 cm d.p.c.. Limite inferiore abrupto.
- 324 – 383 cm [59 cm]: ghiaia ( $b \approx 1$  cm, clasti sub – arrotondati) con matrice sabbiosa. Limite inferiore abrupto.
- 383 – 406 cm [23 cm]: limo sabbioso di colore grigio scuro; presenza di rari ciottoli arrotondati ( $b \approx 1$  cm). Limite inferiore graduale (transizione completa in 4 cm).
- 406 – 440 cm [34 cm]: sabbia fine marrone chiaro. Limite inferiore abrupto, erosivo.
- 440 – 461 cm [21 cm]: argilla limosa di colore grigio verdino con screziature (5%) di diverse colorazioni. Limite inferiore abrupto.
- 461 – 482 cm [21 cm]: argilla; la presenza di abbondante materia organica nei 6 cm sommitali dello strato lo rende nerastro ed untuoso, al di sotto di tale intervallo la materia organica va diminuendo e l'argilla assume una colorazione marrone scura. Limite inferiore abrupto. E' stato raccolto un campione per radiodatazione, non ancora sottoposto ad analisi.
- 482 – 500 cm [18 cm]: ghiaia ( $b \approx 2$  cm, clasti sub – arrotondati) con matrice argillosa.

## 5.2 Carotaggi “Piazzola sul Brenta”

Questi carotaggi sono stati messi a disposizione dello scrivente dal CNR, Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG) del Dipartimento Terra e Ambiente, nella persona del Dott. Fabio Tateo, a cui vanno i miei ringraziamenti per la disponibilità dimostrata.

I carotaggi si collocano in prossimità dell’abitato di Piazzola sul Brenta, da poche centinaia di m a pochi km ad ovest rispetto al corso attuale del fiume Brenta, circa alla stessa latitudine dell’abitato di Vicenza. In quest’area il fiume Brenta ha un corso sinuoso ed incide i sedimenti fini tipici della bassa pianura.

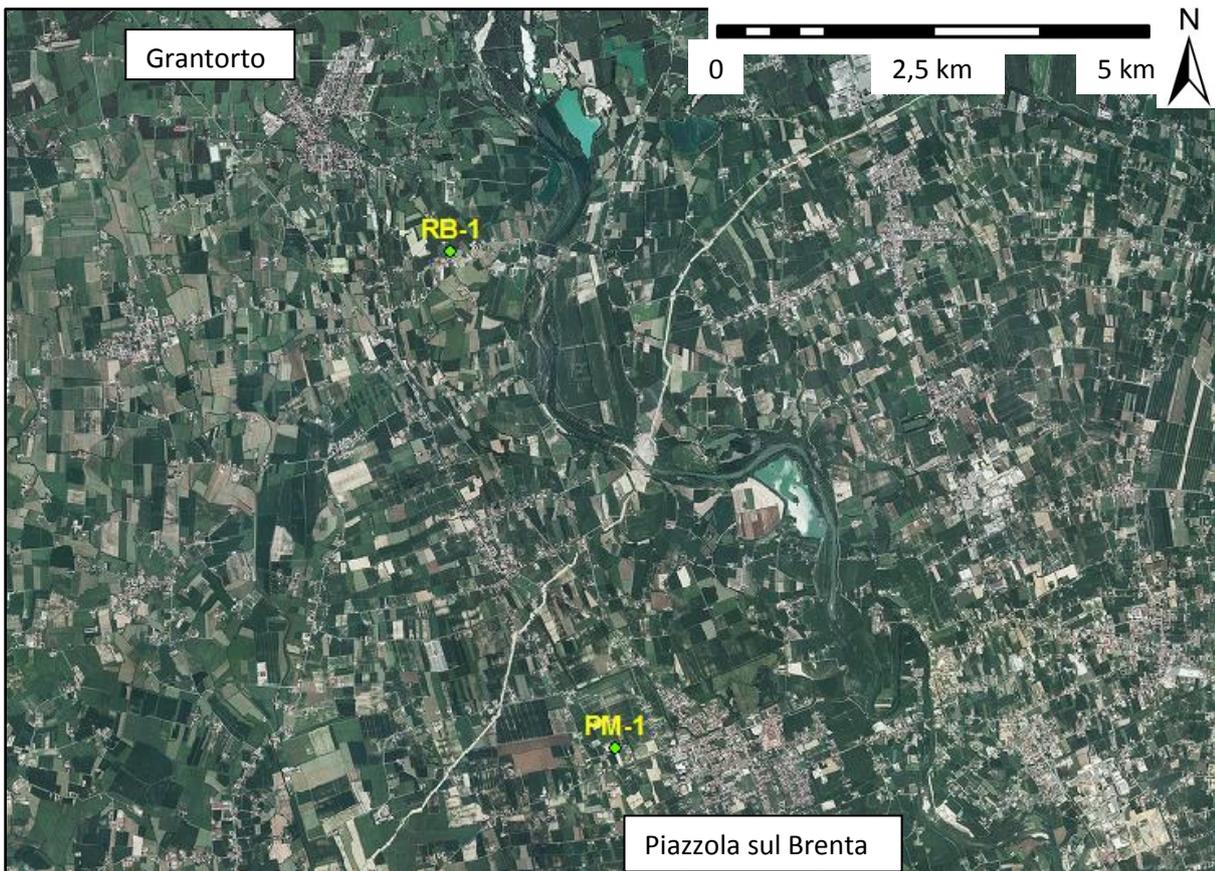


Figura 49: collocazione dei sondaggi di Piazzola sul Brenta (punti verdi); i sondaggi sono indicati dagli stessi codici che si trovano nel testo.

### 5.2.1 RB - 1

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°051'559 Nord, 1°714'878 Est

Quota del piano campagna: 30 m s.l.m.

Lunghezza carota: 30 m

La descrizione è stata effettuata il 20 dicembre 2011 e viene qui riportata suddivisa per strati, dalla sommità alla base della carota.

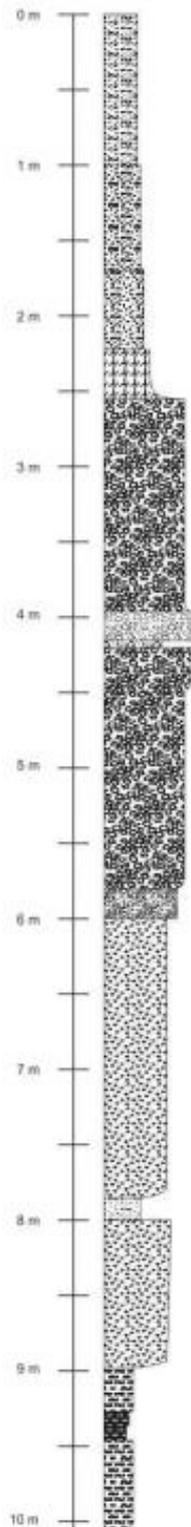


Figura 50: log stratigrafico del carotaggio RB - 1 (intervallo 0 - 10 m d.p.c.).

0 – 100 cm [100 cm]: limo sabbioso fine con presenza di resti organici vari e apparati radicali. Colore giallo verdino (2,5Y6/2 delle Tavole Munsell). Reazione all'acido cloridrico pari al grado 2 della scala di riferimento. Limite inferiore netto.

100 – 170 cm [70 cm]: limo misto a poca sabbia fine di colore 2,5Y6/2, con rare (5%) screziature comparabili al grado 10YR6/8 delle Tavole. Presenza di sporadiche patine carboniose (2%). Effervescenza all'acido cloridrico maggiormente elevata rispetto allo strato superiore (grado 3). Limite inferiore graduale, con transizione completa in circa 5 cm.

170 – 222 cm [52 cm]: sabbia fine limosa (granulometria compresa tra 180 e 250  $\mu\text{m}$ ); i 20 cm basali presentano un aumento di limo rispetto alla parte soprastante. Il colore del sedimento si colloca in corrispondenza del riferimento 2,5Y6/2 delle Tavole Munsell, con rare (5%) screziature più scure (2,5Y6/8). La reazione all'HCl è paragonabile a quella dell'intervallo superiore (grado 3). Il limite inferiore si presenta netto.

222 – 255 cm [33 cm]: sabbia mista a limo (granulometria della sabbia compresa tra 355 e 500  $\mu\text{m}$ ), con un limite inferiore graduale in 4 cm, che si manifesta con la comparsa di clasti ghiaiosi. Il colore del sedimento è classificabile come 10YR6/2, mentre la reazione all'acido rimane costante anche in questo caso (grado 3).

255 – 395 cm [140 cm]: ghiaia grossa sub arrotondata ( $b_{\text{medio}} \approx 8 \text{ mm}$ ) composta da litologia varia, anche se in massima parte carbonatica. Presenza di abbondante matrice sabbiosa. Il colore si attesta come 5Y7/1. Il limite inferiore è graduale e si manifesta con un aumento della grana dei clasti; la transizione è stata considerata come completa dopo 5 cm.

395 – 450 cm [55 cm]: ghiaia grossa sub arrotondata ( $b_{\text{medio}} \approx 10 \text{ mm}$ ) composta da litologia varia; il colore del sedimento è definibile come 5Y8/1. Il limite inferiore dello strato è graduale e si esplicita in circa 7 cm. Da notare la presenza di un intervallo sabbioso tra 425 e 430 cm d.p.c., avente granulometria compresa tra 500 e 710  $\mu\text{m}$ .

450 – 580 cm [130 cm]: ghiaia grossa mista a limo e argilla; il sedimento si presenta con un buon grado di cementazione e colore pari a quello dello strato superiore (5Y8/1). I clasti hanno  $b_{\text{medio}}$  pari a circa 8 mm e presentano forma sub-angolosa. Il limite inferiore dello strato è anche in questo caso graduale.

580 – 600 cm [20 cm]: ghiaia e limo fortemente cementati; lo strato si differenzia rispetto al precedente per una diminuzione del  $b_{\text{medio}}$  ( $\approx 4 \text{ mm}$ ) e un maggiore arrotondamento dei clasti. Il limite inferiore è abrupto, con ogni

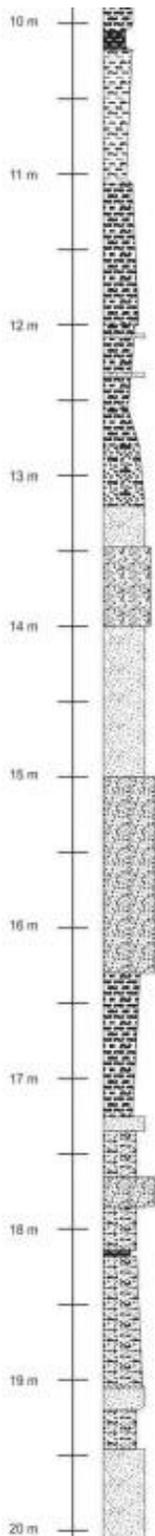


Figura 51: log stratigrafico del carotaggio RB - 1 (intervallo 10 - 20 m d.p.c.).

probabilità erosivo.

- 600 – 785 cm [185 cm]: sabbia grossa (granulometria media pari a 710 – 1000  $\mu\text{m}$ ) con sporadici clasti più grossolani ( $\approx 2 - 3$  mm) immersi in essa; l'intervallo 755 – 765 cm d.p.c. presenta una diminuzione della grana del materiale parallelamente ad un aumento del limo. Il colore dello strato è generalmente pari a 10YR7/2, con sporadiche screziature aranciate (10YR6/8); i 30 cm basali presentano colorazione più verdastra (2,5Y7/2). Il limite inferiore è transizionale in circa 6 cm.
- 785 – 800 cm [15 cm]: limo misto a sabbia fine (180 – 250  $\mu\text{m}$ ) con colorazione verdina (5Y7/1). Il limite inferiore si presenta netto.
- 800 – 898 cm [95 cm]: sabbia medio-grossa con andamento coarsening upward (1000 – 2000  $\mu\text{m}$  al top, con anche nei 20 cm sommitali clasti subarrotondati con  $b_{\text{medio}} \approx 3$  cm, 355 – 500  $\mu\text{m}$  alla base). È stata notata la presenza di sporadici (abbondanza circa 1 – 2 %) clay chips di dimensioni centimetriche. Il limite inferiore è graduale, in circa 3 cm.
- 898 – 928 cm [30 cm]: limo argilloso con colorazione marroncina (10YR6/3) e sporadiche screziature più chiare mal definite. Il limite inferiore è netto.
- 928 – 937 cm [9 cm]: limo con elevato contenuto in materia organica (resti vegetali) che ne altera la colorazione; è stato comunque possibile definire la massa di fondo come 2,5Y6/2. Il limite inferiore è graduale, con un aumento del contenuto organico.
- 937 – 946 cm [9 cm]: limo con materia organica simile allo strato precedente; il sedimento si presenta più scuro (2,5Y7/2), con rare patine carboniose. Il limite inferiore è graduale, che si esplicita in circa 2 cm.
- 946 – 1005 cm [19 cm]: limo argilloso con colorazione marroncina (10YR6/3) e sporadiche screziature più chiare mal definite. Il limite inferiore è graduale, in circa 5 cm.
- 1005 – 1018 cm [13 cm]: limo con elevato contenuto in materia organica (resti vegetali) che ne altera la colorazione; è stato possibile definire la massa di fondo come 2,5Y7/2. Il limite inferiore è graduale in circa 3 cm, con una diminuzione del contenuto organico.
- 1018 – 1170 cm [152 cm]: argilla limosa con andamento coarsening upward (nei 30 cm sommitali si può parlare di limo argilloso) e colorazione 5Y6/3. Il limite inferiore è transizionale in circa 5 cm.
- 1170 – 1200 cm [30 cm]: limo argilloso con tendenza fining upward (la base è costituita da sabbia fine / finissima). La colorazione dello strato è definibile come 5Y6/2, con screziature più verdognole (2,5Y6/8). Il limite inferiore è abrupto.
- 1200 – 1255 cm [55 cm]: limo argilloso con tendenza coarsening upward; sono presenti 2 intercalazioni di sabbia fine negli intervalli 1216 – 1219 e 1232 – 1236 cm d.p.c.. La colorazione è uguale a quella dello strato precedente. Il limite inferiore è graduale, in circa 5 cm.
- 1255 – 1280 cm [25 cm]: strato a tendenza fining upward: la base è infatti costituita da limo sabbioso, mentre la sommità è data da argilla limosa. La

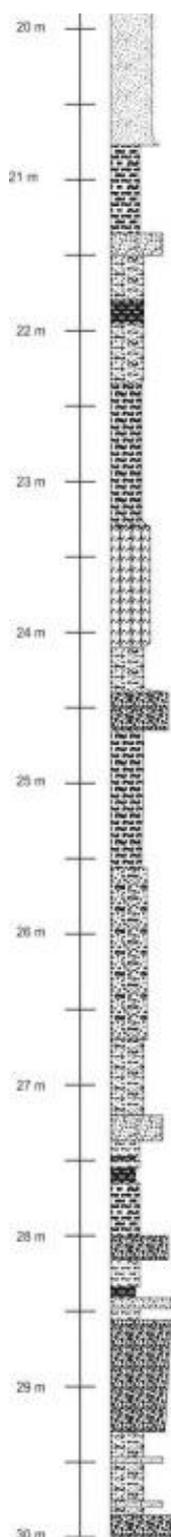


Figura 52: log stratigrafico del carotaggio RB - 1 (intervallo 20 - 30 m d.p.c.).

colorazione è definibile come 5Y6/2, con sporadiche screziature più verdognole (2,5Y6/8). Il limite inferiore è transizionale in circa 2 cm.

1280 – 1320 cm [40 cm]: come il precedente, questo strato ha tendenza fining upward, con il letto costituito da sabbia molto fine e il tetto da limo sabbioso. Il colore della massa di fondo è uguale al precedente (5Y6/2), con rare (5%) screziature più rossastre (10YR6/6). Il limite inferiore è transizionale in circa 5 cm.

1320 – 1348 cm [28 cm]: sabbia fine (granulometria pari a 125 – 180  $\mu$ m). Il colore della massa di fondo è come il precedente (5Y6/2), con screziature (abbondanza circa 10%) aranciate (10YR6/8). Il limite inferiore si presenta netto.

1348 – 1400 cm [52 cm]: sabbia media (180 – 250  $\mu$ m) mista a limo. La colorazione è pari al grado 2,5Y5/4 delle Tavole Munsell. Il limite inferiore è netto, con i 3 cm basali caratterizzati da maggiore cementazione rispetto alla globalità dello strato.

1400 – 1500 cm [100 cm]: sabbia fine (granulometria pari a 125 – 180  $\mu$ m) caratterizzata da cementazione, con incremento progressivo verso la base. Il sedimento presenta colorazione definibile come 5Y7/1. Il limite inferiore è netto.

1500 – 1630 cm [130 cm]: sabbia media (180 – 250  $\mu$ m) di colore marroncino (10YR5/4). Il passaggio allo strato inferiore è graduale, in circa 3 cm.

1630 – 1725 cm [95 cm]: limo argilloso con tendenza coarsening upward (alla sommità si ritrova limo schietto); è presente un'intercalazione sabbioso-fine compresa tra 1647 e 1653 cm d.p.c.. Lo strato presenta colorazione verdina (2,5Y5/4) con sporadiche screziature aranciate (10YR7/8). Il limite inferiore è abrupto.

1725 – 1735 cm [10 cm]: sabbia fine (granulometria 125 – 180  $\mu$ m); il sedimento presenta colorazione 2,5Y5/4. Il passaggio allo strato inferiore avviene in modo netto.

1735 – 1765 cm [30 cm]: limo sabbioso di colore pari allo strato soprastante, sporadiche screziature scure (2,5Y6/8). Il limite inferiore è abrupto.

1765 – 1785 cm [20 cm]: sabbia media (180 – 250  $\mu$ m) di colore 2,5Y5/4 con sporadiche screziature scure (2,5Y6/8). Il passaggio allo strato inferiore è graduale, in circa 2 cm.

1785 – 1814 cm [29 cm]: limo sabbioso caratterizzato da un colore definibile come 2,5Y6/4. Il limite inferiore è netto.

1814 – 1818 cm [4 cm]: limo con elevato contenuto in materia organica che ne altera la colorazione; è stato possibile definire la massa di fondo come 2,5Y4/2. Il limite inferiore è graduale in circa 1 cm, con una diminuzione del contenuto organico.

1818 – 1905 cm [87 cm]: limo sabbioso con tendenza fining upward (al letto sabbia molto fine), caratterizzato da un colore definibile come 2,5Y6/4. Il limite inferiore è transizionale in circa 5 cm.

1905 – 1920 cm [15 cm]: sabbia fine (125 – 180  $\mu$ m) con colore simile al precedente (2,5Y6/4). Il limite

- inferiore è graduale in circa 3 cm.
- 1920 – 1946 cm [26cm]: limo sabbioso caratterizzato da un colore definibile come 2,5Y6/4. Il limite inferiore è netto.
- 1946 – 2078 cm [132 cm]: sabbia fine (125 – 180  $\mu\text{m}$ ) caratterizzata dal colore 2,5Y6/4. L'intervallo 2030 – 2040 è costituito da sabbia fine limosa, mentre in prossimità della base c'è sabbia media (250 – 355  $\mu\text{m}$ ). Il passaggio allo strato inferiore è abrupto.
- 2078 – 2135 cm [57 cm]: limo argilloso di colore più scuro rispetto agli strati precedenti (2,5Y7/2) con sporadiche intercalazioni centimetriche caratterizzate da un più alto contenuto organico.
- 2135 – 2150 cm [15 cm]: sabbia media (180 – 250  $\mu\text{m}$ ) di colore 2,5Y6/4. Il passaggio allo strato inferiore è graduale per alternanza.
- 2150 – 2180 cm [30 cm]: limo sabbioso caratterizzato da un colore definibile come 2,5Y7/4. Il limite inferiore è netto.
- 2180 – 2195 cm [15 cm]: limo sabbioso organico con elevato contenuto in materia organica che ne altera la colorazione; è stato possibile definire la massa di fondo come 2,5Y4/2. Il limite inferiore è graduale in circa 2 cm, con una diminuzione del contenuto organico.
- 2195 – 2235 cm [40 cm]: limo sabbioso caratterizzato da un colore definibile come 2,5Y7/4. Il passaggio allo strato inferiore è graduale in circa 5 cm.
- 2235 – 2330 cm [95 cm]: limo di colore uguale all'intervallo soprastante. Il limite inferiore è graduale in circa 5 cm.
- 2330 – 2410 cm [80 cm]: sabbia fine (180 – 250  $\mu\text{m}$ ) mista a limo di colore 2,5Y6/2. Il passaggio allo strato inferiore è graduale in circa 3 cm.
- 2410 – 2440 cm [30 cm]: limo sabbioso di colore uguale a quello dello strato precedente. Il limite inferiore è graduale e si completa in circa 2 cm.
- 2440 – 2465 cm [25 cm]: sabbia media (250 – 355  $\mu\text{m}$ ) avente colore pari a 2,5Y6/2. Il passaggio allo strato inferiore è abrupto.
- 2465 – 2555 cm [90 cm]: limo con tendenza coarsening upward caratterizzato dal colore 2,5Y7/2. Il limite inferiore è netto.
- 2555 – 2670 cm [115 cm]: limo misto a sabbia fine (180 – 250  $\mu\text{m}$ ), il sedimento presenta colore pari a 2,5Y5/4. Il limite inferiore è graduale e si completa in circa 2 cm.
- 2670 – 2720 cm [50 cm]: limo sabbioso con tendenza fining upward (al letto sabbia molto fine), caratterizzato da un colore definibile come 2,5Y7/2. Il limite inferiore è transizionale in circa 2 cm.
- 2720 – 2738 cm [18 cm]: sabbia fine (180 – 250  $\mu\text{m}$ ) di colore pari allo strato soprastante. Il limite inferiore è graduale in circa 2 cm.
- 2738 – 2748 cm [10 cm]: limo argilloso caratterizzato da un colore pari a 2,5Y6/2. Il passaggio allo strato inferiore è abrupto.
- 2748 – 2751 cm [3 cm]: limo con presenza di molta materia organica (frammenti di foglie); il colore è simile a quello dello strato precedente. Il limite inferiore è netto.
- 2751 – 2755 cm [4 cm]: limo argilloso caratterizzato da un colore pari a 2,5Y6/2. Il passaggio allo strato inferiore è abrupto.
- 2755 – 2766 cm [11 cm]: limo con un elevato contenuto in materia organica (resti vegetali non meglio definibili). Il sedimento possiede colore 2,5Y6/2. Il limite inferiore è netto.
- 2766 – 2800 cm [34 cm]: limo argilloso di colore pari a 2,5Y6/2. Il passaggio allo strato inferiore è abrupto.
- 2800 – 2816 cm [16 cm]: sabbia media (250 – 355  $\mu\text{m}$ ) avente colore pari a 5Y6/1. Il limite inferiore è netto.

- 2816 – 2833 cm [17 cm]: limo argilloso caratterizzato da un colore pari a 2,5Y6/2. Il passaggio allo strato inferiore è abrupto.
- 2833 – 2841 cm [8 cm]: limo con presenza di molta materia organica (resti vegetali non meglio definibili); il colore è simile a quello dello strato precedente. Il limite inferiore è graduale in circa 1 cm.
- 2841 – 2848 cm [7 cm]: sabbia (355 – 500 µm) avente colore pari a 5Y6/1. Il passaggio allo strato inferiore è abrupto.
- 2848 – 2855 cm [7 cm]: limo argilloso caratterizzato da un colore pari a 5Y6/1. Il limite inferiore è netto.
- 2855 – 2930 cm [75 cm]: sabbia media con andamento leggermente coarsening upward (al letto 250 – 355 µm, al tetto 355 – 500). Il colore del sedimento è pari a quello dello strato precedente. Il passaggio allo strato inferiore è abrupto.
- 2930 – 2985 cm [55 cm]: limo sabbioso caratterizzato da un colore leggermente più scuro del livello soprastante (2,5Y6/2); sono presenti intercalazioni sabbiose agli intervalli 2947 – 2950 e 2976 – 2980. Il limite inferiore è abrupto.
- 2985 – 3000 cm [15 cm]: sabbia (355 – 500 µm) di colore molto chiaro (2,5Y8/0).

### 5.2.2 PM - 1

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°046'603 Nord, 1°716'497 Est

Quota del piano campagna: 27 m s.l.m.

Lunghezza carota: 30 m

La descrizione è stata effettuata il 19 gennaio 2012 e viene qui riportata suddivisa per strati, dalla sommità alla base della carota.

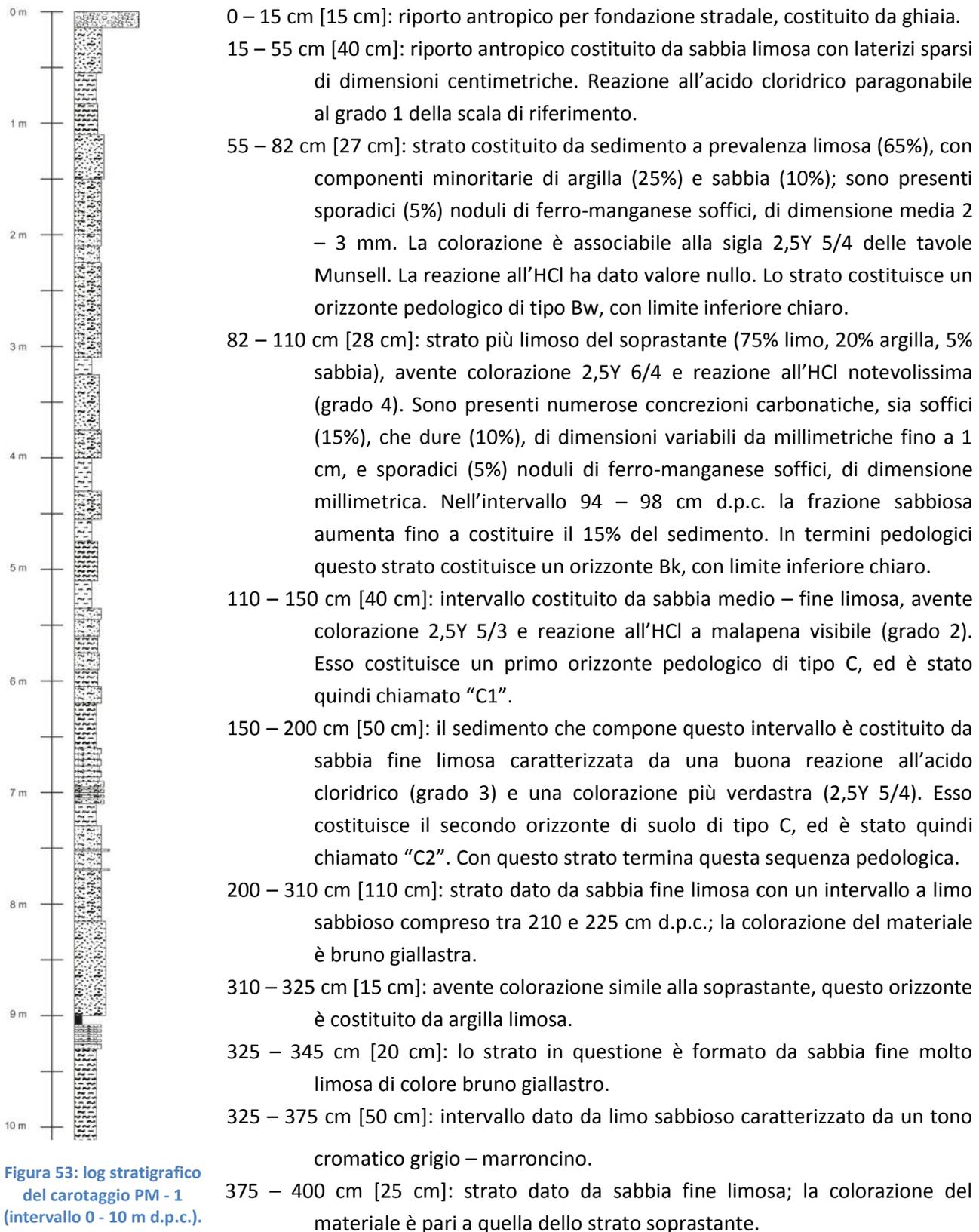


Figura 53: log stratigrafico del carotaggio PM - 1 (intervallo 0 - 10 m d.p.c.).

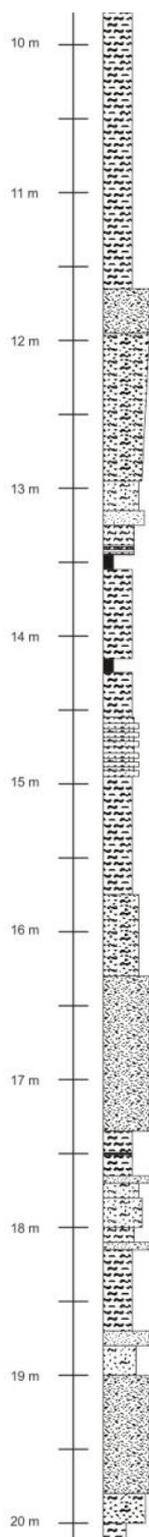


Figura 54: log stratigrafico del carotaggio PM - 1 (intervallo 10 - 20 m d.p.c.).

400 – 430 cm [30 cm]: avente colorazione simile alle soprastanti, questo orizzonte è costituito da argilla limosa.

430 – 455 cm [25 cm]: lo strato in questione è formato da sabbia fine limosa di colore grigio – marroncino.

455 – 475 cm [20 cm]: intervallo dato da argilla limosa, caratterizzato da un tono cromatico marrone grigiastro.

475 – 510 cm [35 cm]: strato dato da limo; la colorazione del materiale è pari a quella dello strato soprastante.

510 – 535 cm [25 cm]: avente colorazione simile alle soprastanti, questo orizzonte è costituito da argilla limosa.

535 – 620 cm [85 cm]: lo strato in oggetto è costituito da alternanze decimetriche di limo, limo sabbioso e sabbia fine limosa, con laminazione piano-parallela (spessore < 1 mm) e tracce di radichette. Il materiale si presenta di colore grigio scuro.

620 – 660 cm [40 cm]: come nel caso precedente, anche in questo intervallo sono presenti sul sedimento, costituito da limo argilloso, laminazioni piano-parallele di spessore millimetrico (spessore < 1 mm) e poche radichette. La colorazione è marroncina.

660 – 690 cm [30 cm]: questo livello è formato da alternanze centimetriche di limo sabbioso e sabbia fine limosa di colore marroncino.

690 – 710 cm [20 cm]: lo strato in oggetto è costituito da sabbia medio – fine limosa con 3 intercalazioni centimetriche di limo. Il materiale si presenta di colore grigio scuro.

710 – 815 cm [105 cm]: limo sabbioso marroncino interrotto da 2 intercalazioni centimetriche (2 cm) di sabbia medio – fine a 752 e 768 cm d.p.c. e da un intervallo di limo argilloso che va da 710 a 730 cm d.p.c..

815 – 900 cm [85 cm]: sabbia media limosa di colore grigio brunastro; è presente un'intercalazione limosa tra 825 e 838 cm d.p.c..

900 – 909 cm [9 cm]: torba di colore nero (2,5Y 2,5/1) con componente minerale sabbiosa; il sedimento si presenta molto friabile alla manipolazione. Il sedimento risulta disturbato dalla manovra di trivellazione.

909 – 930 cm [21 cm]: limo sabbioso alternato a limo argilloso in intervalli di spessore medio 2 -3 cm. Il sedimento presenta colorazione marroncina.

930 – 1165 cm [235 cm]: limo argilloso di colore grigio chiaro con presenza di stratificazione piano-parallela millimetrica.

1165 – 1295 cm [130 cm]: strato a tendenza coarsening upward (sabbia media nei 30 cm sommitali e sabbia fine limosa nei restanti 100 cm) avente colorazione grigia.

1295 – 1315 cm [20 cm]: limo sabbioso di colore grigio.

1315 – 1325 cm [10 cm]: sabbia fine avente colorazione simile allo strato soprastante.

1325 – 1338 cm [13 cm]: limo caratterizzato da un colore marroncino.

1338 – 1345 cm [7 cm]: limo simile al soprastante, con intercalazioni organiche di

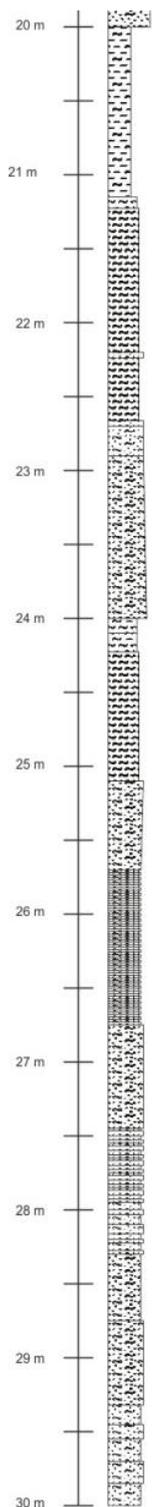


Figura 55: log stratigrafico del carotaggio PM - 1 (intervallo 20 - 30 m d.p.c.).

spessore 2 – 5 mm.

1345 – 1355 cm [10 cm]: torba di colore nero (2,5Y 2,5/1) con componente minerale limoso – sabbiosa; il sedimento presenta intercalazioni limose di spessore 3 – 5 mm.

1355 – 1415 cm [60 cm]: limo argilloso di colore grigio.

1415 – 1424 cm [9cm]: torba di colore nero (2,5Y 2,5/1) con elevata componente organica; il sedimento presenta 3 intercalazioni limose di spessore 2 – 3 mm collocate nei 4 cm basali.

1424 – 1455 cm [31 cm]: limo argilloso caratterizzato da un colore marroncino.

1455 – 1495 cm [40 cm]: alternanze di limo e sabbia fine limosa avente colorazione marrone aranciato; i vari livelli presentano spessori variabili di 3 – 5 cm.

1495 – 1575 cm [80 cm]: limo argilloso di colore grigio.

1575 – 1630 cm [55 cm]: sabbia fine limosa che presenta un tono cromatico marroncino. Insieme allo strato sottostante essa costituisce probabilmente il deposito un corpo di canale.

1630 – 1735 cm [105 cm]: sabbia media di colorazione più grigiastro rispetto alla soprastante.

1735 – 1765 cm [30 cm]: limo argilloso di colore grigio verdino caratterizzato da un intervallo debolmente organico tra 1750 e 1753 cm d.p.c..

1765 – 1770 cm [5 cm]: sabbia media di colore grigio.

1770 – 1780 cm [10 cm]: limo sabbioso; all'interno del sedimento sono presenti frustoli vegetali decomposti.

1780 – 1800 cm [20 cm]: limo sabbioso (frazione sabbiosa di granulometria media) di colore bruno con materia organica carboniosa organizzata in lamine piano-parallele millimetriche.

1800 – 1810 cm [10 cm]: limo di colore marrone.

1810 – 1815 cm [5 cm]: sabbia media avente colorazione marroncina.

1815 – 1870 cm [55 cm]: limo argilloso che presenta colore pari a quello dello strato soprastante.

1870 – 1880 cm [10 cm]: sabbia media di colore marroncino.

1880 – 1900 cm [20 cm]: sabbia fine molto limosa avente colorazione pari alla precedente.

1900 – 2000 cm [100 cm]: sabbia media ben classata di colore marrone aranciato che diventa nei 20 cm basali sabbia media limosa; è stato rinvenuto un ciottolo calcareo di 1,5 cm.

2000 – 2125 cm [125 cm]: argilla limosa marroncina.

2125 – 2132 cm [7 cm]: limo argilloso di colore grigio – marroncino; sono stati rinvenuti frammenti di gusci di gasteropodi terrestri e tracce di apparati radicali.

2132 – 2270 cm [38 cm]: limo marroncino caratterizzato da screziature aranciate e intercalazioni spesse 2 - 3 cm di sabbia fine limosa localizzate a 2220 e 2270 cm d.p.c..

2270 – 2400 cm [30 cm]: sabbia medio – fine limosa di colore grigio bruno, avente tendenza fining upward (sabbia fine limosa nei 20 cm sommitali).

- 2400 – 2410 cm [10 cm]: limo argilloso di colore grigio.
- 2410 – 2422 cm [12 cm]: limo argilloso grigio verdastro caratterizzato dalla presenza di resti vegetali legnosi parzialmente indecomposti (all'apparenza rametti compressi per carico litostatico, dimensioni medie 2 – 3 mm).
- 2422 – 2510 cm [88 cm]: limo di colore grigio – marroncino avente laminazione piano-parallela millimetrica.
- 2510 – 2570 cm [60 cm]: sabbia finissima tendente verso l'alto a sabbia fine limosa (andamento coarsening upward) di colore simile al precedente.
- 2570 – 2675 cm [105 cm]: limo alternato a limo sabbioso in strati centimetrici di colore grigio marroncino, caratterizzato dalla presenza di laminazioni piano-parallele millimetriche.
- 2675 – 2745 cm [70 cm]: sabbia fine limosa marroncina.
- 2745 – 2795 cm [50 cm]: alternanze di spessore 2 – 5 cm di limo sabbioso e sabbia fine limosa. Il materiale presenta colorazione grigia.
- 2795 – 2830 cm [35 cm]: limo sabbioso con intercalazioni di sabbia fine limosa in intervalli spessi 2 – 7 cm.
- 2830 – 2875 cm [45 cm]: limo sabbioso caratterizzato dalla presenza di laminazioni piano-parallele millimetriche.
- 2875 – 2932 cm [62 cm]: sabbia fine limosa di colore grigio.
- 2932 – 3000 cm [68 cm]: alternanze decimetriche di sabbia fine limosa e limo sabbioso di colore grigio.

### 5.3 Carotaggi “Sandrigo” (sigla SMR)

Le stratigrafie di questi carotaggi sono state messe a disposizione dello scrivente dalla ditta “Fratelli Girardini spa”, a cui vanno i miei ringraziamenti per la disponibilità dimostrata.

I carotaggi sono stati realizzati nell’ambito di una valutazione per un progetto di approfondimento delle cave di ghiaia denominate “Mirabella” e “Astico”, situate al confine tra le municipalità di Sandrigo e Breganze (per la collocazione precisa si veda la figura sottostante), nella zona dell’alta pianura vicentina, in prossimità dello sbocco in pianura del torrente Astico, la cui sponda sinistra funge da limite occidentale della cava. Le finalità delle indagini erano di tipo prettamente geotecnico, motivo per cui nella descrizione vengono ignorati alcuni elementi. La perforazione è stata compiuta con modalità di carotaggio continuo a secco, con carotiere di diametro 101 mm.

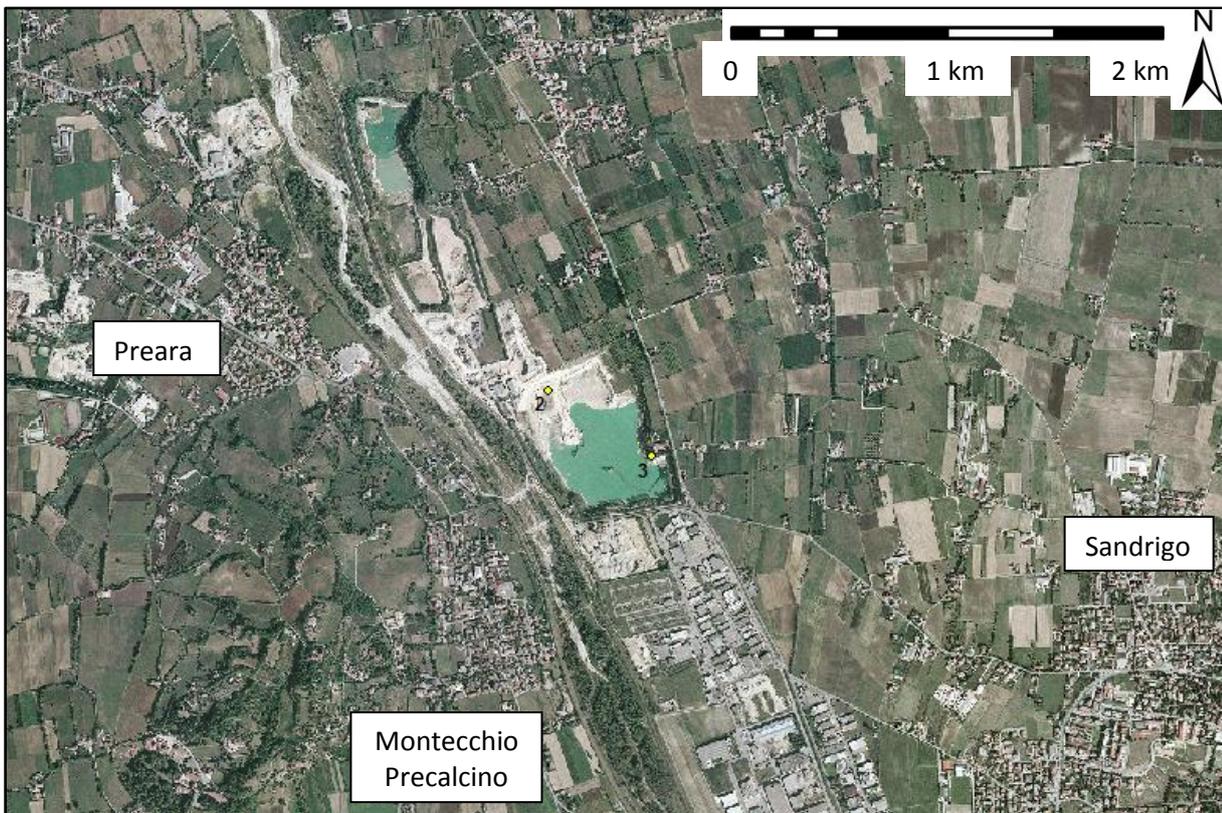


Figura 56: collocazione dei carotaggi meccanici di Sandrigo (punti gialli); i sondaggi sono indicati dagli stessi numeri che si trovano nel testo.

### 5.3.1 SMR - 2

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°06'1073 Nord, 1°69'973 Est

Quota del piano campagna: 68 m s.l.m.

Lunghezza carota: 50 m

La perforazione è stata effettuata nei giorni 20 e 21 ottobre 2011 e viene qui riportata suddivisa per strati, dalla sommità alla base della carota.

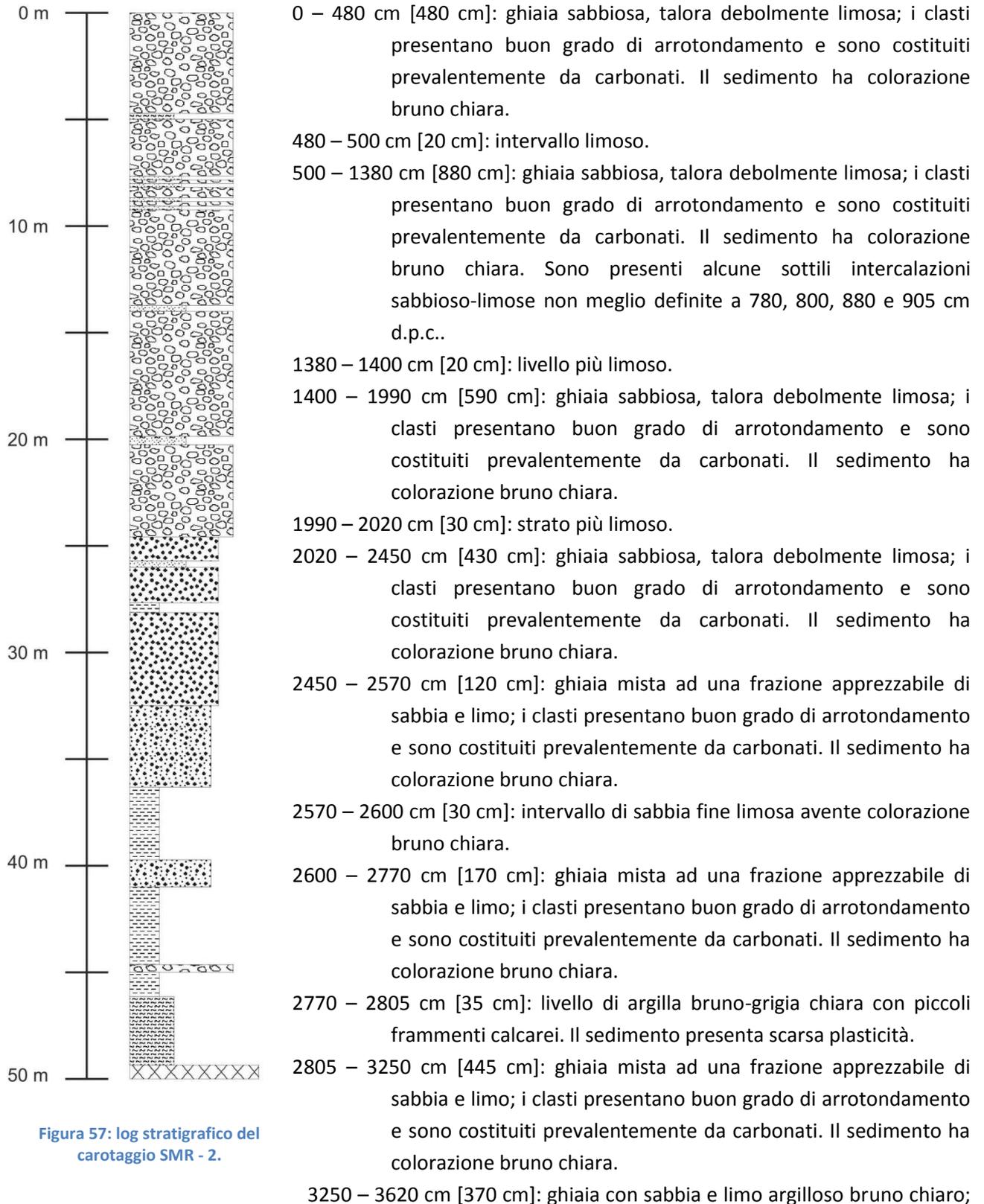


Figura 57: log stratigrafico del carotaggio SMR - 2.

i clasti ghiaiosi presentano buon grado di arrotondamento e sono costituiti prevalentemente da carbonati.

3620 – 3980 cm [10 cm]: argilla bruno chiara rossastra di origine colluviale, con scheletro di ghiaie sabbiose calcaree profondamente decalcificate e con elementi basaltici. Il sedimento presenta plasticità variabile da buona a scarsa.

3980 – 4100 cm [120 cm]: ghiaia con abbondante matrice argillosa e limosa; il materiale presenta globalmente colorazione bruno grigia.

4100 – 4190 cm [90 cm]: argilla di colore grigio oliva scuro con rari inclusi tufacei argillificati. Il sedimento presenta plasticità da scarsa a nulla.

4190 – 4380 cm [190 cm]: argilla di colore bruno grigio scuro rari inclusi tufacei argillificati. Il sedimento presenta plasticità bassa.

4380 – 4450 cm [70 cm]: argilla bruna caratterizzata da alta plasticità; sono presenti inclusi tufacei argillificati.

4450 – 4610 cm [160 cm]: argilla avente colorazione bruno rossastra con rari inclusi tufacei argillificati dispersi nel materiale. Sono presenti nell'intervallo 4480 – 4500 cm d.p.c. intercalazioni ghiaiose di materiale basaltico.

4610 – 4930 cm [320 cm]: limo rossastro caratterizzato da plasticità alta; sono presenti inclusi tufacei argillificati.

4930 – 5000 cm [70 cm]: tufo minuto alterato di colorazione verde scura, molto resistente alla trivellazione.

### 5.3.2 SMR - 3

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°06'700 Nord, 1°700'630 Est

Quota del piano campagna: 66 m s.l.m.

Lunghezza carota: 43 m

La perforazione è stata effettuata nei giorni 25 e 26 novembre 2011 e viene qui riportata suddivisa per strati, dalla sommità alla base della carota.

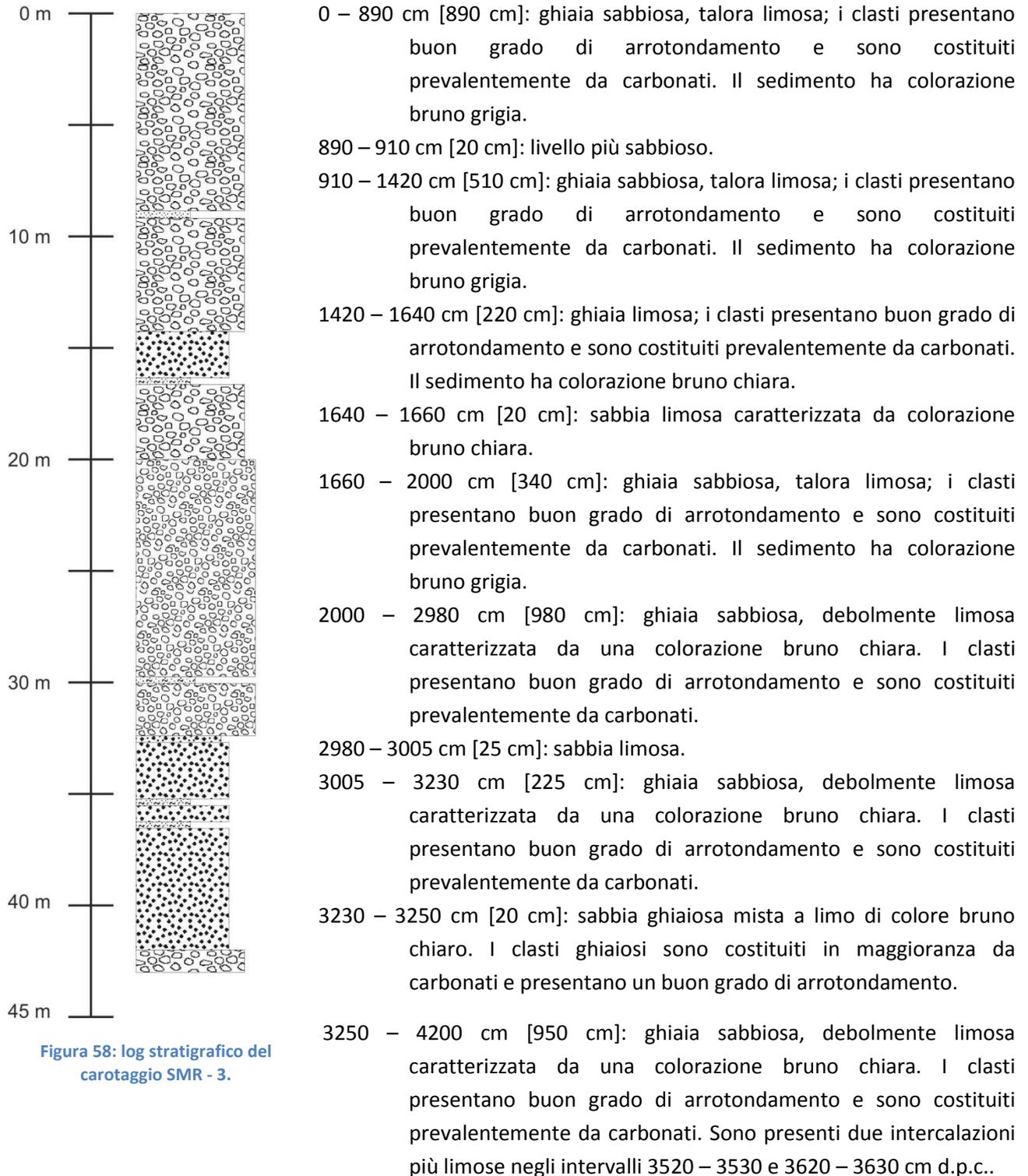


Figura 58: log stratigrafico del carotaggio SMR - 3.

4200 – 4300 cm [100 cm]: ghiaia medio fina con una frazione apprezzabile di sabbia e limo; i clasti presentano buon grado di arrotondamento e sono costituiti prevalentemente da carbonati. Il sedimento ha colorazione bruno chiara.

## 5.4 Carotaggi “Marano Vicentino” (sigla MRN)

Le stratigrafie di questi carotaggi sono state messe a disposizione dello scrivente dallo Studio Geologi Marchetto, nella persona del Dott. Geologo Pierluigi Marchetto, a cui vanno i miei ringraziamenti per la disponibilità dimostrata.

I carotaggi sono stati realizzati nell’ambito di valutazione per un progetto di approfondimento della cava di ghiaia denominata “Brogiane”, in gestione alla ditta “Vaccari Antonio Giulio S.p.A.”, situata all’interno della municipalità di Marano Vicentino (per la collocazione precisa si veda la figura sottostante), nell’alta pianura vicentina, circa 3 km a ovest di Thiene e 5 km a sud di Piovene Rocchette, nell’alta pianura vicentina. Le finalità delle indagini erano di tipo prettamente geotecnico, unita alla realizzazione di pozzi piezometrici, motivo per cui nella descrizione vengono ignorati molti elementi. La perforazione è stata compiuta con modalità di carotaggio continuo a secco, con carotiere di diametro 180 mm.



Figura 59: collocazione dei carotaggi meccanici di Marano Vicentino (punti gialli); i sondaggi sono indicati dagli stessi codici che si trovano nel testo.

### 5.4.1 MRN - 1

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°064'841 Nord, 1°689'930 Est

Quota del piano campagna: 157 m s.l.m.

Lunghezza carota: 100 m

La perforazione è stata effettuata nel mese di febbraio 2011 e viene qui riportata suddivisa per strati, dalla sommità alla base della carota.

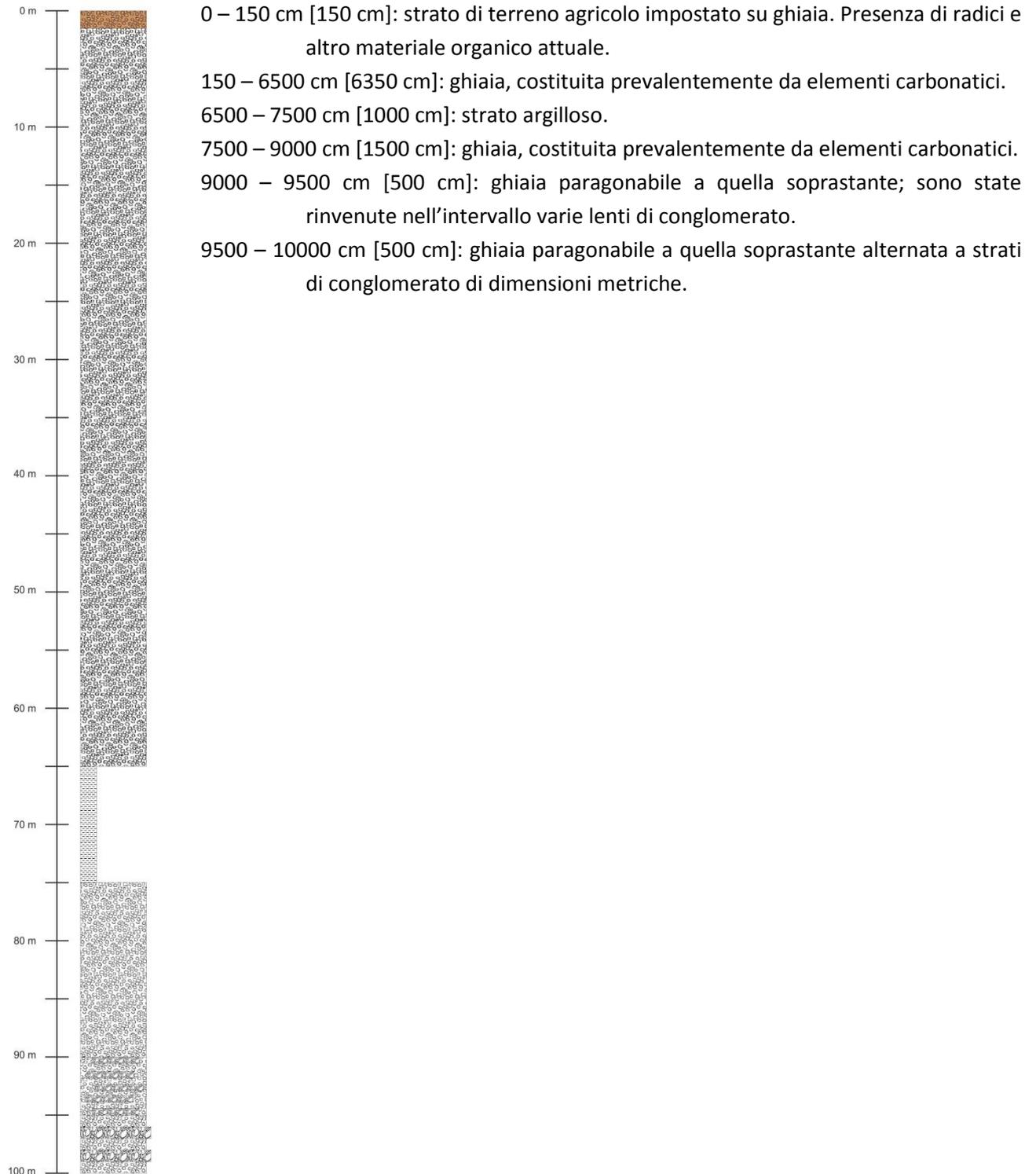


Figura 60: log stratigrafico del carotaggio MRN - 1.

### 5.4.2 MRN - 2

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°064'597 Nord, 1°689'967 Est

Quota del piano campagna: 157 m s.l.m.

Lunghezza carota: 100 m

La perforazione è stata effettuata nel mese di febbraio 2011 e viene qui riportata suddivisa per strati, dalla sommità alla base della carota.

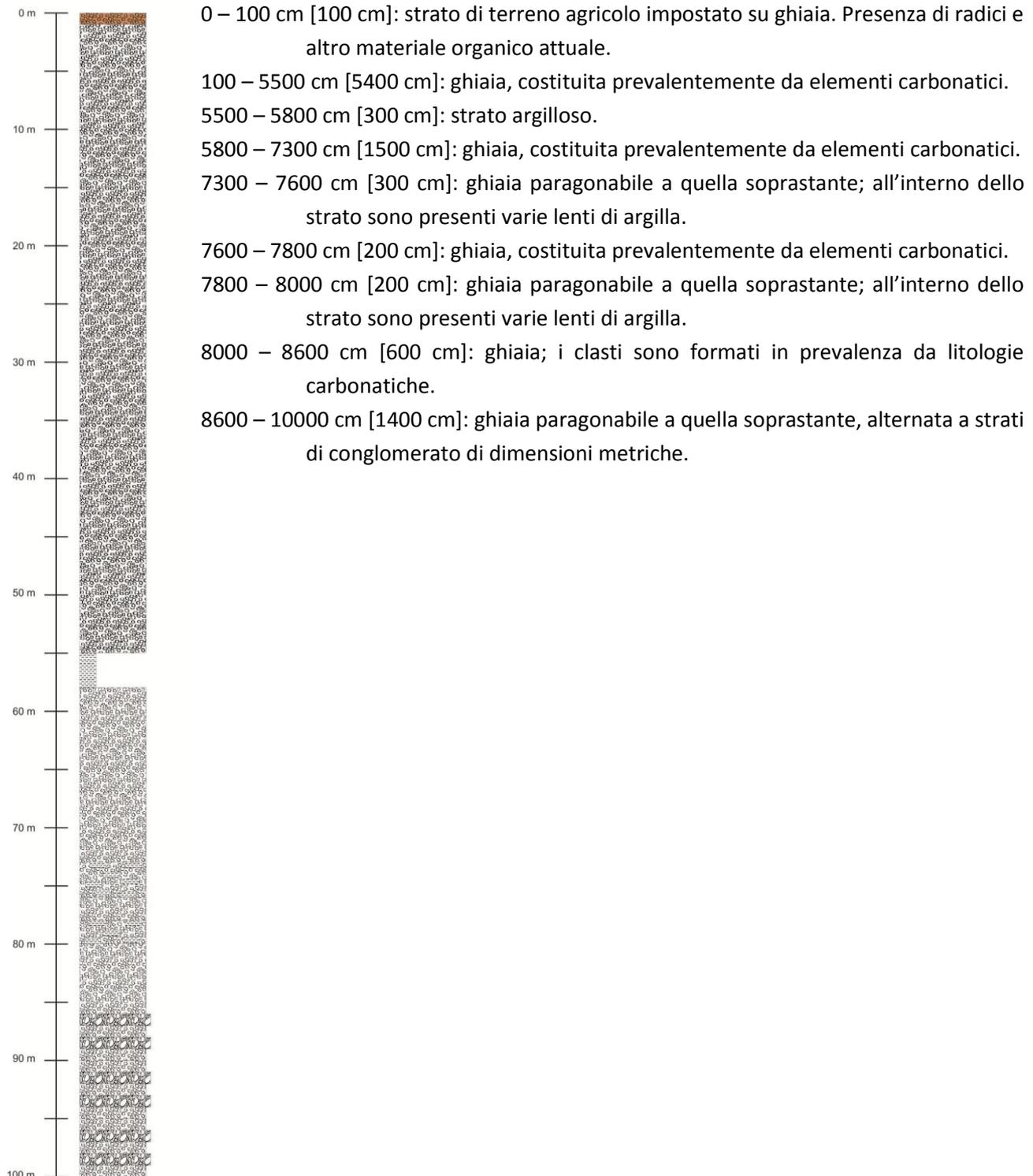


Figura 61: log stratigrafico del carotaggio MRN - 2.

### 5.4.3 MRN - 3

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°06'459 Nord, 1°68'896 Est

Quota del piano campagna: 156 m s.l.m.

Lunghezza carota: 100 m

La perforazione è stata effettuata nel mese di febbraio 2011 e viene qui riportata suddivisa per strati, dalla sommità alla base della carota.

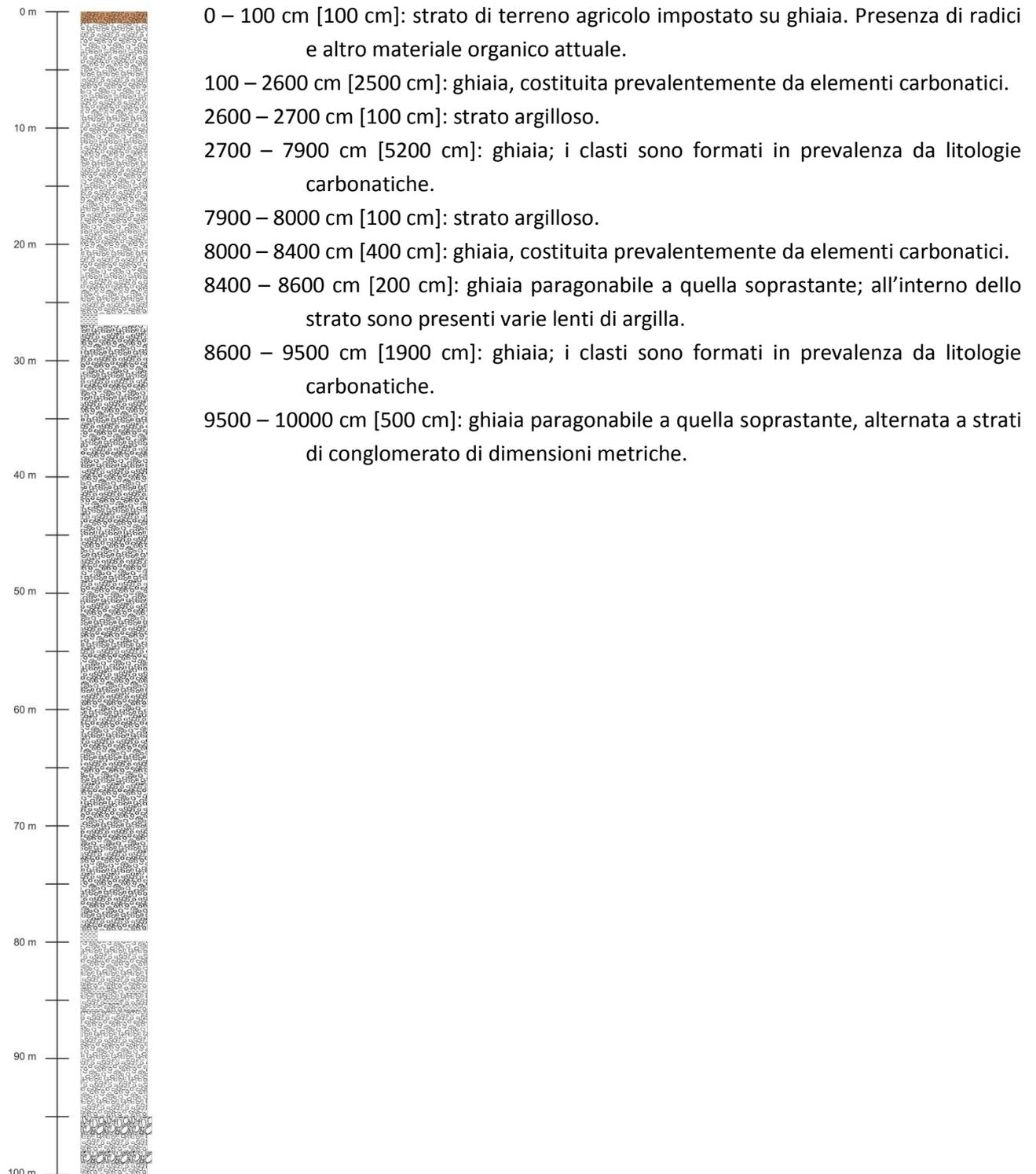


Figura 62: log stratigrafico del carotaggio MRN - 3.

## 5.5 Carotaggio “Vicenza” (sigla BAS)

Questo carotaggio è stato messo a disposizione dello scrivente dal Dipartimento di Geoscienze dell’Università di Padova nella persona del Dott. Antonio Galgaro, a cui vanno i miei ringraziamenti per la disponibilità dimostrata.

La descrizione è stata effettuata il 18 febbraio 2011 insieme al Dott. Giovanni Monegato, e viene qui riportata suddivisa per strati, dalla sommità alla base della carota.

La carota è stata campionata per l’analisi petrografica delle sabbie, i cui risultati sono trattati in dettaglio nel capitolo .....

Il carotaggio è stato realizzato nell’ambito di un progetto per la realizzazione di un impianto geotermico per il riscaldamento della basilica Palladiana, importante monumento storico situato nel piazza principale del centro di Vicenza. Da un punto di vista geomorfologico ci si colloca in area di bassa pianura, circa 9 km a sud delle sorgenti del Bacchiglione.



Figura 63: collocazione del carotaggio meccanico di Vicenza (punto verde); il sondaggio è indicato con lo stesso codice che si trova nel testo.

### 5.5.1 BAS - 1

Posizione geografica (Gauss – Boaga): 5°064'841 Nord, 1°689'930 Est

Quota del piano campagna: 39 m s.l.m.

Lunghezza carota: 52 m

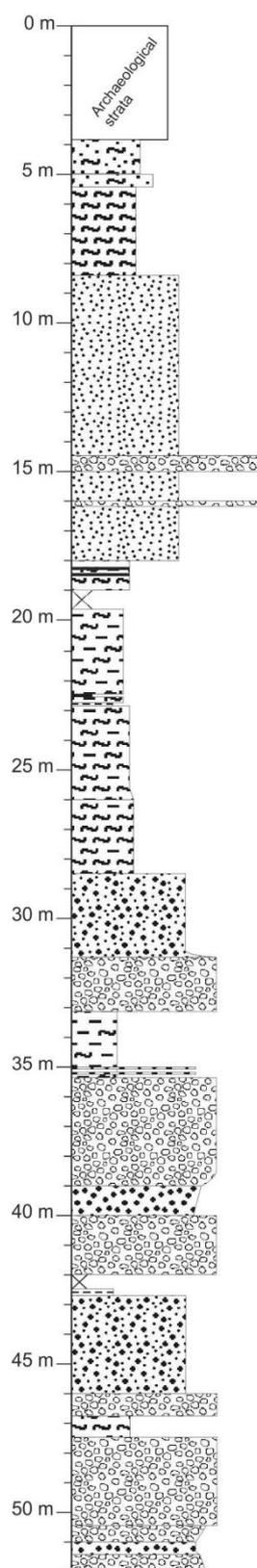


Figura 64: log stratigrafico del carotaggio BAS - 1.

0 – 380 cm [380 cm]: materiale antropico archeologico di natura varia (laterizi, frammenti di oggetti di uso comune, frammenti di pavimentazione, ecc.). Il limite inferiore è netto, erosivo. Questo materiale è correlabile al mound antropico vicentino, correlabile quindi a un periodo storico che parte dall'Età del Ferro e arriva all'epoca medievale (Rigoni, 1987).

380 – 500 cm [120 cm]: limo sabbioso con sporadici frammenti di laterizi immersi in esso. Il sedimento presenta colorazione bruno-giallastra. Il limite inferiore è netto.

500 – 530 cm [40 cm]: sabbia fine mista a limo, di colore grigio-giallastro. Il limite inferiore è abrupto, probabilmente erosivo.

530 – 820 cm [290 cm]: limo caratterizzato da una colorazione giallastra e da un buon grado di compattezza. Il limite inferiore è netto.

820 – 1800 cm [980 cm]: sabbia media giallastra; negli ultimi 2 metri la colorazione vira al grigio chiaro. Sono presenti due intercalazioni di ghiaia fine a composizione prevalentemente quarzosa, localizzate negli intervalli 1450 – 1500 e 1550 – 1560 (granulometria leggermente più grossolana). Il passaggio allo strato inferiore è netto, probabilmente erosivo.

1800 – 1900 cm [100 cm]: limo argilloso laminato caratterizzato da presenza di materia organica che ne causa la colorazione grigio scura. A 1815 e 1830 sono presenti 2 intervalli argillosi centimetrici caratterizzati da elevato contenuto in materia organica, in massima parte frustoli vegetali non meglio definibili. L'intervallo superiore è stato datato al radiocarbonio e ha restituito un'età calibrata di 20'870 – 20'180 anni BP.

1900 – 1970 cm [70 cm]: lacuna.

1970 – 2000 cm [30 cm]: limo argilloso simile al sedimento circostante, da cui si differenzia per la colorazione rosata. Il limite inferiore graduale.

2000 – 2240 cm [300 cm]: limo misto a una frazione rilevante di argilla; il sedimento presenta colore grigio scuro e laminazioni (non sempre ben evidenti). Il limite inferiore è graduale, con un progressivo aumento in materia organica.

2240 – 2245 cm [5 cm]: gyttja; il passaggio allo strato inferiore avviene in modo netto. Una datazione al radiocarbonio ha attribuito al campione un'età calibrata di 23'620 – 24'270 anni BP.

2245 – 2280 cm [35 cm]: limo misto a una frazione rilevante di argilla; il sedimento presenta colore grigio scuro e laminazioni (non sempre ben evidenti). Il limite inferiore è netto.

2280 – 2285 cm [5 cm]: argilla di colore grigio molto chiaro, plastica. Limite inferiore netto.

- 2285 – 2600 cm [315 cm]: limo argilloso; il sedimento ha un colore grigio, con screziature sparse di vario colore. Il limite inferiore graduale.
- 2600 – 2850 cm [250 cm]: limo argilloso (la frazione argillosa diminuisce rispetto allo strato soprastante) caratterizzato da una fine laminazione millimetrica di sedimento grigio chiaro e grigio scuro. Il passaggio allo strato inferiore è netto.
- 2850 – 3130 cm [280 cm]: sabbia grossolana e media, da grigio scura a grigio chiara, a tendenza fining upward; sparsi all'interno sono stati rinvenuti sporadici ciottolotti ghiaiosi. E' presente un intervallo laminato grigio molto scuro compreso tra 2940 e 2960 cm d.p.c.. Il passaggio allo strato inferiore è graduale e si manifesta in circa 10 cm.
- 3130 – 3310 cm [180 cm]: ghiaia sabbiosa media (asse a massimo  $\approx$  5 cm) composta da clasti di forma variabile da arrotondata a sub-arrotondata. Le litologie che compongono lo strato sono in massima parte carbonatiche, sebbene siano presenti clasti di quarzo metamorfico. Il limite inferiore è netto, erosivo.
- 3310 – 3530 cm [220 cm]: argilla limosa a tendenza leggermente fining upward; il sedimento si presenta alternativamente massivo e laminato per tutto lo spessore. Alla base (ultimi 30 cm) sono presenti intercalazioni centimetriche composte da sabbia grossolana. Il passaggio allo strato inferiore è netto.
- 3530 – 3900 cm [370 cm]: ghiaia media (asse a massimo  $\approx$  10 cm) composta da clasti di forma variabile da arrotondata a sub-arrotondata. Le litologie che compongono lo strato sono in massima parte carbonatiche, sebbene siano presenti clasti di rocce metamorfiche e quarzo avente medesima origine. Il limite inferiore è graduale e si manifesta con una diminuzione della granulometria, che avviene in circa 30 cm.
- 3900 – 4000 cm [100 cm]: sabbia grossolana grigio scura a tendenza coarsening upward. Immersi nel sedimento sono presenti sporadici clasti più grossolani. Il limite inferiore è netto.
- 4000 – 4200 cm [200 cm]: ghiaia sabbiosa media (asse a massimo  $\approx$  5 cm) composta da clasti di forma ben arrotondata. Le litologie che compongono lo strato sono in massima parte carbonatiche, sebbene siano presenti clasti di quarzo.
- 4200 – 4245 cm [45 cm]: lacuna.
- 4245 – 4260 cm [15 cm]: argilla di colore grigio scuro, plastica. Limite inferiore netto.
- 4260 – 4600 cm [340 cm]: sabbia media e grossolana di colore grigio scuro con resti vegetali molto rari immersi nel sedimento. E' presente un intervallo a laminazione millimetrica tra 4400 e 4470 cm d.p.c.. Il passaggio allo strato inferiore è abrupto, probabilmente erosivo.
- 4600 – 4680 cm [80 cm]: ]: ghiaia sabbiosa media (asse a massimo  $\approx$  4 cm) composta da clasti di forma ben arrotondata. Le litologie che compongono lo strato sono in massima parte carbonatiche, sebbene siano presenti rari clasti di quarzo.
- 4680 – 4750 cm [70 cm]: limo argilloso caratterizzato da una laminazione millimetrica di sedimento grigio chiaro e grigio scuro alternati. Il limite inferiore è netto.
- 4750 – 5040 cm [290 cm]: ghiaia media (asse a massimo  $\approx$  6 cm) composta da clasti di forma variabile da arrotondata a sub-arrotondata. Le litologie che compongono lo strato sono in massima parte carbonatiche con rari clasti di quarzo metamorfico. Il limite inferiore è graduale e si manifesta con una diminuzione della granulometria, che avviene in circa 30 cm.
- 5040 – 5100 cm [60 cm]: sabbia ghiaiosa grigio chiaro a tendenza coarsening upward. Lo strato è caratterizzato dalla presenza di resti vegetali sparsi. Il limite inferiore è netto.
- 5100 – 5130 cm [30 cm]: sabbia grossolana di colore grigio chiaro con sparsi resti vegetali. Il limite inferiore

è graduale.

5130 – 5200 cm [70 cm]: sabbia ghiaiosa grigio chiaro a tendenza fining upward. Lo strato è caratterizzato dalla presenza di resti vegetali sparsi.

Per la comprensione e caratterizzazione delle unità stratigrafiche in oggetto, oltre che per la successiva correlazione con le unità provenienti da altre sezioni e/o carotaggi, ci si è avvalsi, oltre che dell'osservazione diretta, anche di analisi petrografiche della frazione sabbiosa del sedimento.

I caratteri generali sono stati sintetizzati ed inseriti nella descrizione soprastante, vengono qui di seguito riportate in dettaglio le analisi compiute in laboratorio.

I dati mostrano una separazione sufficiente a distinguere 2 gruppi, all'interno sufficientemente omogenei, corrispondenti ai primi 3 campioni e agli ultimi 7.

Campione	Quota dal piano campagna	Q	P	Kf	Lva	Lvm	Lm	Lcd	Lcc	Ls	Tot.
<b>BAS1</b>	- 8,0 m	3.1	0.5	0.3	10.7	7.1	4.3	51.9	15.3	6.9	100.0
<b>BAS2</b>	- 14,3 m	9.9	0.5	0.5	17.3	6.2	11.6	36.9	13.1	4.0	100.0
<b>BAS3</b>	- 18,0 m	14.2	1.5	1.7	7.0	-	12.2	36.6	24.1	2.7	100.0
<b>BAS4</b>	- 33,0 m	9.4	1.0	1.0	9.2	2.0	16.6	39.5	14.4	6.9	100.0
<b>BAS5</b>	- 34,2 m	15.3	0.2	1.0	15.5	5.4	23.9	23.4	10.1	5.2	100.0
<b>BAS6</b>	- 35,2 m	9.7	-	1.0	8.0	2.2	17.3	44.0	13.1	4.6	100.0
<b>BAS7</b>	- 39,5 m	13.7	-	2.2	7.3	1.2	28.1	29.8	10.0	7.6	100.0
<b>BAS8</b>	- 42,7 m	8.6	0.2	1.2	16.3	2.5	8.4	49.6	4.7	8.4	100.0
<b>BAS9</b>	- 45,9 m	13.1	0.5	1.8	14.9	1.3	5.5	52.4	6.0	4.5	100.0
<b>BAS10</b>	- 51,1 m	20.5	0.2	2.9	8.7	2.9	18.6	24.8	15.4	6.0	100.0

Tabella 5: i risultati della analisi petrografiche condotte sui campioni prelevati dal carotaggio. Le sigle corrispondono ai seguenti termini: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce.



## 6 Fronti di cava

In questa sezione verranno elencate e descritte le sezioni stratigrafiche rinvenute durante la campagna di rilevamento di pianura all'interno di zone di escavazione. Si è scelto di distinguerle da quelle incluse nel capitolo "Sezioni stratigrafiche" in quanto i contesti in cui sono presenti queste pareti ne hanno limitato forzatamente la possibilità di osservazione. Nella totalità dei casi, infatti, le osservazioni sono state effettuate previo accompagnamento di un dipendente della ditta escavatrice e, salvo rarissimi casi, non è stato possibile accedere direttamente ai fronti principali di avanzamento, dovendosi limitare quindi ad una valutazione a distanza (pochi metri). E' stato dunque possibile effettuare osservazioni sulle caratteristiche architettonali e deposizionali del sedimento, sulla concentrazione relativa di componenti litologici cromaticamente distinguibili dai circostanti (in particolar modo litologie vulcaniche/metamorfiche dalle carbonatiche), sulla granulometria dei depositi, a volte anche grazie a dati forniti dalle stesse ditte, e, nel caso di più fronti di scavo aperti contemporaneamente, sull'andamento tridimensionale degli strati, possibilità unica nei casi di rilevamento sul terreno. Lo scopo di queste opere di scavo rende purtroppo la variabilità del sedimento piuttosto ridotta, esse sono, infatti, realizzate e sviluppate proprio nelle aree in cui ci si aspetta una omogeneità granulometrica e tessiturale, che corrisponde ad una maggiore resa economica degli scavi.

Sono state escluse dall'elenco quelle cave che, a causa della troppa distanza dalla sezione esposta o per effetto della risistemazione dei versanti, non hanno permesso di ottenere dati significativi.

Per ogni sezione sono fornite collocazione geografica, descrizione e eventuali osservazioni inerenti, corredate da fotografie. Data la monotonia tessiturale e l'assenza di intervalli facilmente distinguibili e affioranti in tutte le sezioni all'interno ciascun scavo non si è reputato necessario realizzare un log stratigrafico.

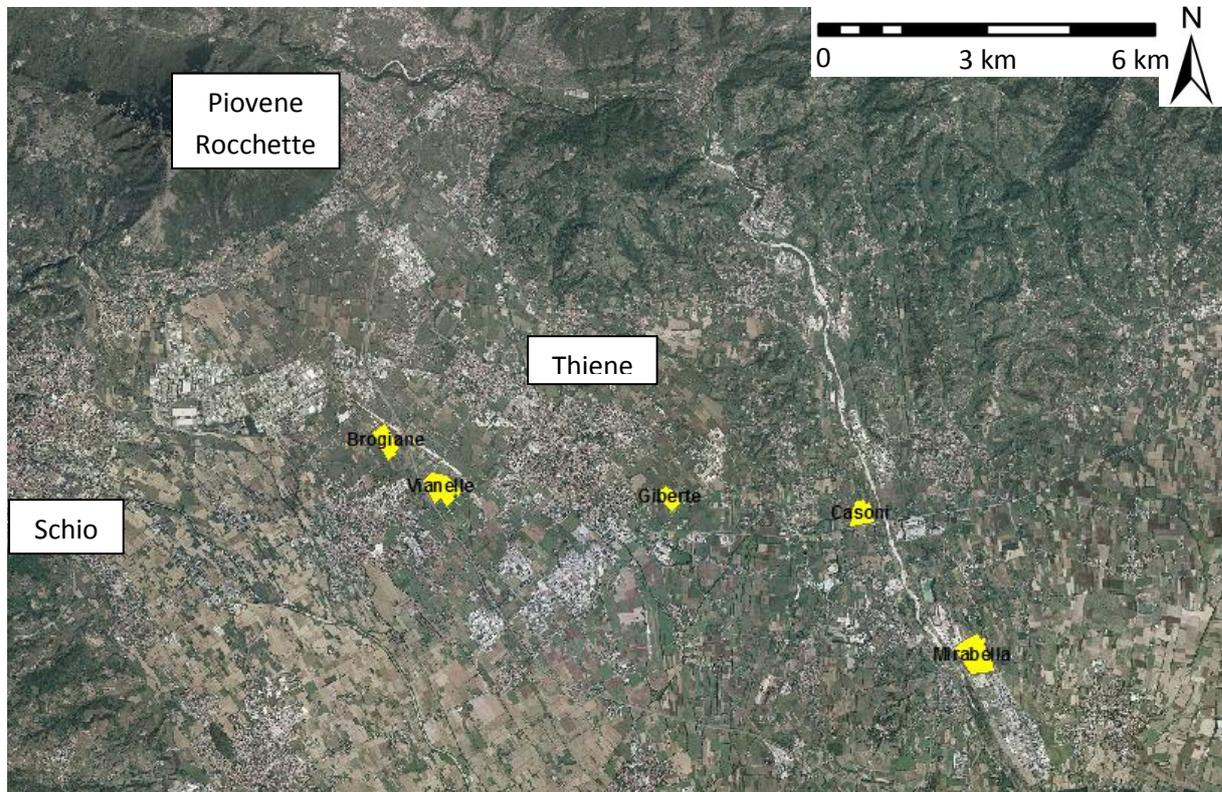


Figura 65: collocazione delle cave descritte nel capitolo (in giallo).

## 6.1 Cava “Brogiane” (sigla BRG)

Lo scavo in oggetto occupa un'area di circa 190'000 m<sup>2</sup> in gestione alla ditta “Vaccari Antonio Giulio S.p.A.”, che si ringrazia per la cortesia dimostrata nella possibilità di accesso all'area di scavo. Esso si colloca all'interno del comune di Marano Vicentino, circa 3 km a ovest di Thiene e 5 km a sud di Piovene Rocchette. Da un punto di vista geomorfologico ci si trova nell'alta pianura vicentina, all'interno del sistema deposizionale che ha il suo apice nello sbocco occidentale della Valdastico in pianura, ad una quota media di 157 m sul livello del mare.

La descrizione è stata effettuata il giorno 1 aprile 2011.

La cava Brogiane è uno scavo destinato all'estrazione di ghiaia e sabbia, il cui piano cava più approfondito si trova 20 m al di sotto del piano campagna. Il materiale estratto è in massima parte ghiaia, di dimensione variabile da centimetrica a decimetrica, con un asse  $b_{\text{medio}}$  che si attesta su circa 10 cm. Sono presenti sporadici blocchi più grossolani, che non raggiungono però mai dimensioni superiori ai 40 cm. I clasti si presentano arrotondati, organizzati in strutture canalizzate e con evidenti segni di trasporto trattivo in regime fluviale. Sono state, infatti, riconosciute strutture derivanti da barre fluviali in accrezione, determinate da set di strati a laminazione incrociata. Localmente sono presenti lenti di materiale sabbioso o ghiaioso fine, con laminazione da piana a incrociata. Per quanto attiene le litologie coinvolte, sono stati rinvenuti sia ciottoli carbonatici, calcarei e dolomitici, sia litologie vulcaniche, non meglio definibili.

I corpi di canale osservabili hanno geometrie lentiformi con spessore massimo generalmente di 70 cm – 1 m ed estensione laterale di pochi m; questi depositi si presentano sovrapposti e giustapposti tra loro.

E' stato possibile osservare due diverse sezioni esposte, i cui caratteri vengono così riassunti:

- Sezione BRG-A: la parete in questione si compone di un fronte di cava con andamento circa est-ovest che ha inizio dalla quota minima del piano di escavazione ( $\approx 137$  m s.l.m.) e si estende per circa 10 m in verticale e 30 m in orizzontale. E' caratterizzata da una suddivisione in due parti: la parte basale, dal piano di scavo fino a 7-8 m di altezza, è caratterizzata da una quantità minima di elementi vulcanici riconoscibili macroscopicamente dalla distanza di pochi metri, mentre nella parte superiore essi sono presenti in numero apprezzabile, ancorché minoritario rispetto alle litologie carbonatiche, che rappresentano comunque il 60 – 70 % del totale. Il sedimento si presenta organizzato in vari set che sembrano indicare direzione di flusso uscente dalla parete, quindi in direzione sud, sebbene non sia stato possibile compiere osservazioni più precise a causa della non accessibilità della parete.
- Sezione BRG-B: la sezione in oggetto si presenta con andamento da nord-ovest a sud-est; si estende per circa 8 m a partire da l piano cava più approfondito ( $\approx 137$  m s.l.m.) e per 10 m in orizzontale. La parete è caratterizzata da una suddivisione in 3 strati, ben riconoscibili in quanto i set in cui è organizzato il sedimento terminano con le superfici che li separano, ad andamento piano-parallelo. Anche in questo caso si assiste ad un frazionamento litologico negli strati, per cui i due sottostanti, che occupano complessivamente circa 6 m d'altezza, sono caratterizzati da presenza pressoché esclusiva di carbonati, mentre in quello superiore sono stati rinvenuti anche litotipi vulcanici. Nella sezione in oggetto non è stato possibile fare osservazioni di merito riguardo l'andamento del flusso, non essendoci indicatori chiari.



Figura 66: particolare della sezione BRG-B; è possibile apprezzare come nella parte alta vi sia una frazione marcatamente più elevata di litotipi vulcanici, che appaiono di colore scuro.

## 6.2 Cava “Vianelle” (sigla VNL)

Lo scavo in oggetto occupa un'area di circa 285'000 m<sup>2</sup> in gestione alla ditta “Egi Zanotto S.p.A.”, che si ringrazia per la cortesia dimostrata nella possibilità di accesso all'area di scavo. La cava si colloca all'interno della municipalità di Thiene, circa 1 km a sud-est della cava Brogiane precedentemente descritta. Da un punto di vista geomorfologico ci si trova anche in questo caso all'interno dell'alta pianura vicentina, in un corpo deposizionale che ha il suo apice nello sbocco occidentale della Valdastico in pianura, ad una quota media di 140 m sul livello del mare.

La descrizione è stata effettuata il giorno 2 aprile 2011.

La cava Vianelle è stata realizzata a scopo estrattivo di ghiaia e sabbia; il piano di cava più approfondito si colloca ad una profondità di 22 m rispetto al piano campagna. Il materiale estratto si compone in massima parte di ghiaia, di dimensione variabile da centimetrica a decimetrica, con un asse  $b_{\text{medio}}$  che si attesta su circa 10 cm, con una frazione rilevante di sabbia che funge da supporto al sedimento. Sono presenti sporadici blocchi più grossolani, che raggiungono alle volte i 50 cm. I clasti si presentano arrotondati, organizzati in strutture canalizzate e con evidenti segni di trasporto trattivo in regime fluviale. Sono state riconosciute, infatti, strutture derivanti da barre fluviali in accrezione, esplicate in set di strati a laminazione incrociata. Per quanto attiene le litologie coinvolte, sono stati rinvenuti sia ciottoli carbonatici, calcarei e dolomitici, sia litologie vulcaniche, non meglio definibili.

I corpi di canale osservabili hanno generalmente spessore metrico ed estensione laterale di pochi m, dai limiti non sempre ben definibili a causa della continua giustapposizione e sovrapposizione tra di essi.

La tipologia di avanzamento dei fronti di scavo ha reso possibile l'osservazione di 4 diversi fronti di cava, i cui caratteri distintivi sono così riassunti:

- Sezione VNL-A: la parete in questione si colloca nella parte settentrionale della cava e si compone di un fronte di cava con andamento circa nord-sud che ha inizio dalla quota minima del piano di escavazione ( $\approx 118$  m s.l.m.) e si estende per circa 6 m in verticale e 20 m in orizzontale. E' caratterizzata da una suddivisione in due parti, separate da un limite ad andamento piano-parallelo: la parte basale, dal piano di scavo fino a 4,5 – 5 m di altezza, è caratterizzata da una quantità minima di elementi vulcanici riconoscibili macroscopicamente, mentre nella parte superiore essi sono presenti in numero apprezzabile, ancorché minoritario rispetto alle litologie carbonatiche ( $\approx 60\%$  del totale). Il limite tra le due parti è marcato da un livello centimetrico particolarmente ricco in materiale vulcanico centimetrico, tanto da apparire più scuro rispetto al sedimento circostante. Sono presenti localmente varie lenti sabbiose di estensione decimetrica e andamento irregolare.
- Sezione VNL-B: la sezione in oggetto si presenta con andamento est-ovest; si estende per circa 8 m a partire dal piano cava più approfondito ( $\approx 118$  m s.l.m.) e per 30 m in orizzontale ed è collegata alla sezione VNL-A all'angolo orientale. La parete è caratterizzata da una suddivisione anche in questo caso in 2 strati, ben riconoscibili in quanto si presenta la stessa tipologia di delimitazione descritta per la sezione precedente, con un accumulo di clasti vulcanici centimetrici alla base dello strato superiore; il limite di presenta piano, inclinato di circa 5° - 10° verso ovest. Anche in questo caso sono presenti differenze litologiche negli strati, per cui il sottostante, che occupa da 5 a 4 m d'altezza a partire dal piano di scavo, è caratterizzato da presenza pressoché esclusiva di carbonati, mentre in quello superiore sono stati rinvenuti anche litotipi vulcanici. I clasti basaltici presentano forma più allungata rispetto a quelli di litologia carbonatica; questo fa sì che essi presentino l'asse c parallelo all'orizzontale, indice di trasporto del materiale per rotolamento al fondo in regime fluviale.
- Sezione VNL-C: la parete in questione si colloca nella parte meridionale della cava e si compone di un fronte di cava con andamento circa nord-sud che ha inizio ad una quota di circa 7 m al piano di escavazione ( $\approx 125$  m s.l.m.) e si estende per circa 10 m in verticale e 30 m in

orizzontale. Diversamente da quanto registrato per le sezioni precedenti, in questo caso non vi è frazionamento litologico, fatto facilmente spiegabile vista la maggiore quota dell'affioramento. Il sedimento si presenta organizzato in lenti decimetriche, lunghe 3 – 4 m, composte da clasti molto ben arrotondati.

- Sezione VNL-D: la sezione in oggetto si presenta con andamento est-ovest; si estende per circa 6 m a partire da una quota superiore di circa 10 m dal piano cava più approfondito ( $\approx 128$  m s.l.m.) e per 10 m in orizzontale ed è collegata alla sezione VNL-C all'angolo orientale. In questo caso la parete appare non più "fresca", ma il sedimento presenta apparentemente le stesse caratteristiche e strutture descritte per la sezione precedente.



**Figura 67:** particolare della sezione VNL-B; si può notare come il limite tra i due strati, marcato dalla concentrazione di elementi vulcanici, si approfondisca di quota procedendo verso sinistra.

### 6.3 Cava “Giberte” (sigla GBR)

Lo scavo in oggetto occupa un’area di circa 115’000 m<sup>2</sup> in gestione alla ditta “Gruppo Adige Bitumi S.p.A.”, che si ringrazia per la cortesia dimostrata nella possibilità di accesso all’area di scavo. Esso si colloca all’interno del comune di Sarcedo, in prossimità della periferia di Thiene, circa 3, 5 km a ovest della cava Vianelle, a circa 2 km a sud dei più vicini rilievi. Da un punto di vista geomorfologico ci si trova nell’alta pianura vicentina, nella parte orientale del sistema deposizionale che ha il suo apice nello sbocco occidentale della Valdastico in pianura, ad una quota media di 120 m sul livello del mare.

La descrizione è stata effettuata il giorno 28 marzo 2011.

La cava Giberte è uno scavo dedicato all’estrazione di ghiaia e sabbia, il cui piano cava più approfondito si trova 20 m al di sotto del piano campagna, coltivato con metodologia “a gradoni”. Il materiale estratto è in massima parte ghiaia, di dimensione variabile da centimetrica a decimetrica, con un asse  $b_{medio}$  che si attesta cu circa 10 cm. Sono presenti sporadici blocchi più grossolani, che raggiungono dimensioni massime di 30 cm. I clasti si presentano ben arrotondati, organizzati in strutture canalizzate e con evidenti segni di trasporto trattivo in regime fluviale. Sono state rinvenute strutture derivanti da barre fluviali in accrezione in regime *braided*, determinate da set di strati a laminazione incrociata. Localmente sono presenti lenti di materiale sabbioso o ghiaioso fine, con laminazione da piana a incrociata. Per quanto attiene le litologie coinvolte, sono stati rinvenuti sia ciottoli carbonatici, calcarei e dolomitici, sia litologie vulcaniche, non meglio definibili.

I corpi deposizionali osservati hanno spessore decimetrico ed estensione laterale di pochi m; questi depositi si presentano sovrapposti e giustapposti tra loro.

La cava al momento della descrizione non presentava fronti freschi, trovandosi in uno stato di pre-ripristino. E’ stato comunque possibile compiere un’ispezione generale dell’area, osservando le caratteristiche del sedimento in corrispondenza dei piccoli eventi franosi dei vecchi fronti di cava e descrivendo le architetture deposizionali maggiori in panoramica. Data la scarsa rappresentatività dei vari affioramenti e lo stato delle pareti, non è stato in questo caso possibile individuare variazioni macroscopiche e con un trend ben riconoscibile nell’estensione verticale del sedimento, sebbene fosse visibile una sezione che abbracciava l’intera altezza della scarpata.

E’ stata comunque confermata anche in quest’area la presenza di alluvioni ghiaiose canalizzate fino alla quota di circa 100 m sul livello del mare.



Figura 68: esempio di sezione osservata nella cava Giberte.

#### 6.4 Cava “Casoni” (sigla CSN)

Lo scavo in oggetto occupa un'area di circa 165'000 m<sup>2</sup> in gestione alla ditta “Fratelli Girardini S.p.A.”, che si ringrazia per la cortesia dimostrata nella possibilità di accesso all'area di scavo. La cava si colloca all'interno della municipalità di Sarcedo, circa 3 km a est della cava Giberte precedentemente descritta e a poche decine di m dalla sponda destra dell'attuale corso del torrente Astico. Da un punto di vista geomorfologico ci si trova anche in questo caso all'interno dell'alta pianura vicentina, ma in un diverso sistema deposizionale; la cava ricade infatti nel deposito sedimentario che ha il suo apice nello sbocco orientale della Valdastico in pianura, ad una quota media di 105 m sul livello del mare.

La descrizione è stata effettuata a più riprese nei mesi di marzo, aprile e dicembre 2011.

La cava Casoni è stata realizzata a scopo estrattivo di ghiaia e sabbia; il piano di cava più approfondito si colloca ad una profondità di 22 m rispetto al piano campagna. La tipologia di avanzamento dei fronti di scavo e l'accesso periodico alla cava ha reso possibile l'osservazione di molteplici fronti di cava, che sono confluiti nella seguente descrizione.

Il materiale estratto si compone in massima parte di ghiaia, di dimensione variabile da centimetrica a decimetrica, con un asse  $b_{medio}$  che si attesta su circa 8 cm, con una frazione minima di sabbia. Sono presenti sporadici blocchi più grossolani, che non superano i 40 cm. I clasti presentano forma da sub-arrotondata a sub-angolosa e sono organizzati in strutture canalizzate, con evidenti segni di trasporto trattivo in regime fluviale. Sono state riconosciute, infatti, strutture derivanti da barre fluviali in accrezione, esplicate in set di strati a laminazione incrociata. Per quanto attiene le litologie coinvolte, sono stati rinvenuti sia ciottoli carbonatici, calcarei e dolomitici, sia litologie vulcaniche, non meglio definibili.

I corpi di canale osservabili hanno generalmente spessore metrico ed estensione laterale di pochi m, dai limiti non sempre ben definibili a causa della continua giustapposizione e sovrapposizione tra di essi.

Sono presenti intervalli a litologia quasi esclusivamente carbonatica ed altri dove la frazione vulcanica assume importanza paragonabile ad essa. Sebbene non vi sia un evidente trend nella distribuzione dei litotipi, la frazione vulcanica diventa più abbondante a partire da una quota variabile da 4 a 10 m dal piano di scavo più approfondito ( $\approx 187 - 193$  m s.l.m.). In alcune zone è stato possibile individuare un livello condensato, dai limiti laterali non sempre definiti, simile a quello osservato per le cave Brogiane e Vianelle, sebbene la granulometria sia in questo caso inferiore e la forma dei clasti marcatamente più arrotondata.



Figura 69: particolare del sedimento presente all'interno della cava Casoni, proveniente dalla parte bassa dello scavo. E' facile notare la quasi totale assenza di clasti vulcanici.

## 6.5 Cava “Mirabella” (sigla MRB)

Lo scavo in oggetto occupa un’area di circa 300’000 m<sup>2</sup> in gestione alla ditta “Fratelli Girardini S.p.A.”, che si ringrazia per la cortesia dimostrata nella possibilità di accesso all’area di scavo. Esso si colloca all’interno del comune di Sandrigo, circa 2,5 km a sud-est della cava Casoni precedentemente descritta e a fianco della sponda sinistra dell’attuale corso del torrente Astico. Da un punto di vista geomorfologico ci si trova nell’alta pianura vicentina, all’interno del sistema deposizionale che ha il suo apice nello sbocco occidentale della Valdastico in pianura, ad una quota media di 70 m sul livello del mare.

La descrizione è stata effettuata a più riprese nei mesi di marzo, aprile e dicembre 2011.

La cava Mirabella è uno scavo dedicato all’estrazione di ghiaia e sabbia, il cui piano cava più approfondito si trova 24 m al di sotto del piano campagna, successivamente approfondito tramite estrazione in acqua per mezzo di draga. E’ stato possibile accedere ad alcune sezioni aperte, determinate da piccoli smottamenti del fronte soggetto a oscillazione della falda, oltre al materiale d’archivio della ditta gestrice della cava, comprensivo di descrizione litologica del sedimento e varie riprese fotografiche. Grazie a questi elementi è stato possibile giungere ad una descrizione soddisfacente del materiale e delle strutture sedimentarie ivi presenti, aggirando la difficoltà imposta dalla tipologia di scavo attualmente sfruttata.

Il materiale estratto è in massima parte ghiaia, di dimensione variabile da centimetrica a decimetrica, costituita da elementi arrotondati aventi asse  $b_{medio}$  che si attesta cu circa 10 cm. E’ presente una frazione rilevante di sabbia grossolana/ghiaia fino, solitamente organizzata in corpi tabulari di forma lenticolare, aventi spessore decimetrico ed estensione laterale estremamente variabile, da poche decine di cm ad alcuni m. Sono stati rinvenuti blocchi più grossolani, di dimensioni massime di 30 – 40 cm. I clasti presentano forma da sub-arrotondata a sub-angolosa e sono organizzati in corpi tabulari e lenticolari caratterizzati dalla presenza di strutture sedimentarie da trasporto fluviale trattivo in regime di tipo *braided* (stratificazione incrociata da planare a concava).

Per quanto attiene le litologie coinvolte, sono stati osservati numerosi documenti appartenenti alla ditta gestrice della cava che riportano le analisi condotte sul sedimento estratto. Sebbene non sia stato possibile individuare un trend ben definito, appare evidente che la frazione vulcanica sia presente in modo continuo per tutta la profondità dello scavo, sebbene in percentuali variabili, anche se sempre minoritarie rispetto a quella carbonatica.

Da comunicazione orale del personale della cava si è appreso che in uno scavo situato circa 500 m a nord del limite settentrionale della cava è stato rinvenuto il substrato roccioso di colore scuro (probabilmente le vulcaniti argillificate che affiorano anche nei rilievi della vicina cittadina di Montecchio Precalcino), ad una profondità di 15 – 20 m dal piano campagna della pianura (interfaccia substrato-sedimento collocabile a circa 50-55 m s.l.m..



Figura 70: panoramica della cava Mirabella; la foto è stata ripresa dal fianco settentrionale dello scavo, in direzione sud.

## 7 Prospezioni geofisiche

Le indagini sono state compiute dal Dott. Rodolfo Zambrano, con l'assistenza del geologo Dott. Mariano Arcaro, su commissione della ditta "Fratelli Girardini spa", che si ringrazia per averne consentito l'utilizzazione per questa tesi.

Per effettuare l'indagine in oggetto è stata utilizzata la tecnica del Sondaggio Elettrico Verticale di Resistività (SEV) attivo, utilizzando un quadripolo con geometria di tipo Schlumberger. Questo metodo permette di ricavare la curva che rappresenta i valori della resistività apparente misurati nel sottosuolo al di sotto dello stendimento elettrico.

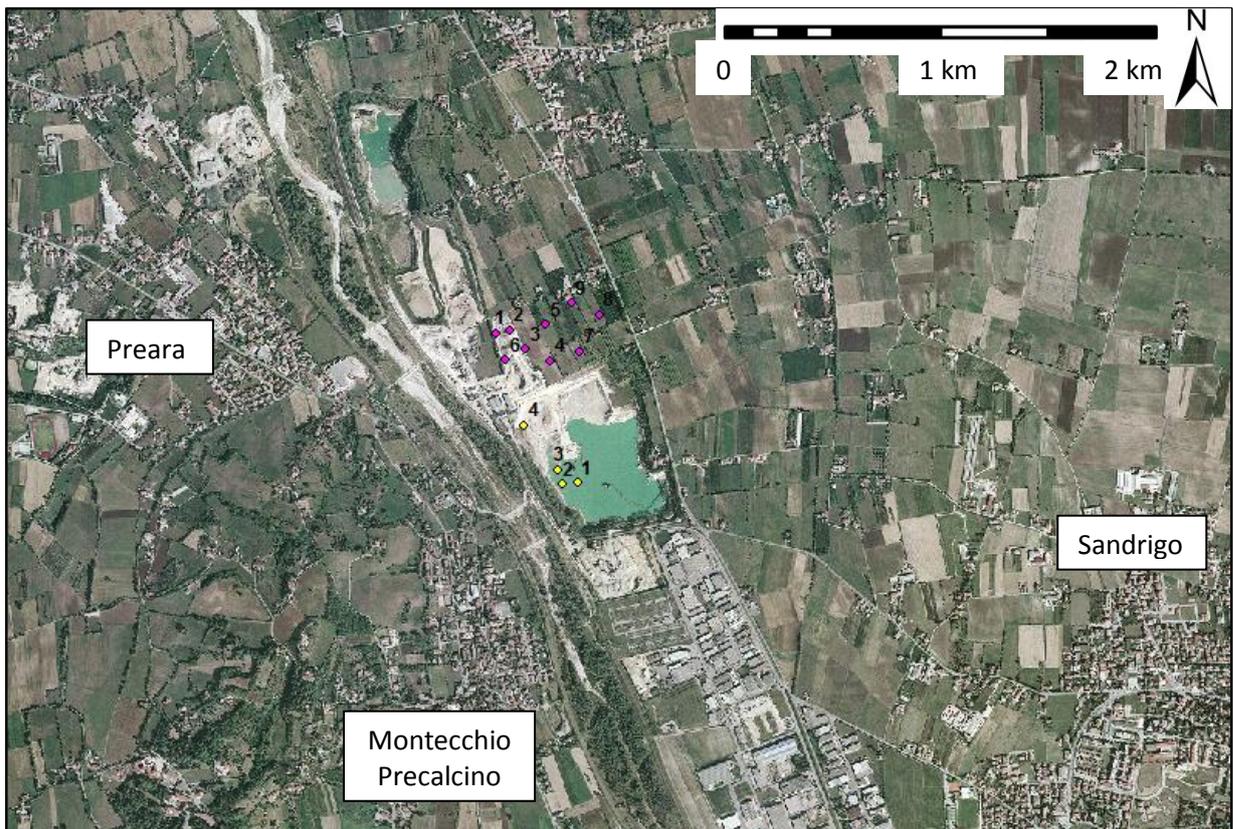


Figura 71: collocazione dei sondaggi geoelettrici di Sandrigo (punti gialli) e Breganze (punti fucsia); i sondaggi sono indicati dagli stessi numeri che si trovano nel testo.

## 7.1 Sondaggi di Sandrigo (sigla SND)

### 7.1.1 Descrizione

I sondaggi in oggetto sono stati effettuati il 2 dicembre 1972 presso la cava denominata "Laghetto", situata a Sandrigo (VI), in Via Astico.

Nel corso delle indagini geofisiche in oggetto sono stati eseguiti 4 stendimenti, di cui 3 sul fondo della cava (sondaggi 1, 2 e 3; piano-cava a 20 m di profondità rispetto al piano campagna) e uno all'esterno (sondaggio 4). La lunghezza massima della linea d'invio di corrente (AB) è stata di 320 m nei sondaggi 1, 2 e 4 e di 160 m nel sondaggio 3. La profondità massima di investigazione è quindi pari a 64 m nel primo caso e a 32 m nel secondo; come si vedrà, tale risoluzione è sempre stata sufficiente per raggiungere l'interfaccia tra le ghiaie presenti in superficie e il substrato sottostante.

Dalle curve di resistività ottenute dai sondaggi 1, 2 e 3 si possono distinguere, dall'alto verso il basso, i seguenti strati, che si ritrovano pressoché identici in tutti questi stendimenti:

- a) Terreno superficiale molto resistivo
- b) Caratterizzato da una R di circa 2'000  $\Omega \times m$  e da uno spessore di un paio di metri, questo strato è costituito da ghiaie grossolane sovrastanti la falda freatica.
- c) Terreno superficiale resistivo
- d) Questo intervallo è dotato di una R di 600/700  $\Omega \times m$  e di uno spessore di 4-5 m; corrisponde alla medesima ghiaia del livello precedente, imbibita d'acqua. È possibile che vi siano sporadiche lenti di conglomerato inframezzate al materiale meno consolidato.
- e) Terreno profondo a media resistività
- f) Questo strato ha una R di circa 300  $\Omega \times m$  e uno spessore di qualche decina di metri: il letto viene infatti raggiunto ad una profondità di circa 45 m rispetto al piano campagna. Il materiale corrispondente a questo intervallo è probabilmente dato da alluvioni ghiaiose grossolane impregnate d'acqua, con presenza di matrice fine.
- g) Substrato conduttivo
- h) Livello su cui poggiano tutti i materiali precedentemente descritti, questo terreno ha bassa R (circa 31  $\Omega \times m$ ) e corrisponde a tufi o brecce vulcaniche a grana media, in parte argillificate.

L'interpretazione del diagramma ottenuto dal sondaggio 4 permette di distinguere, dall'alto in basso, i seguenti intervalli:

- a) Terreno superficiale conduttivo
- b) Caratterizzato da una R di circa 50  $\Omega \times m$  e da uno spessore di un 1,5 m, questo strato è costituito da terreno agrario.
- c) Terreno intermedio molto resistivo
- d) Questo intervallo è dotato di una R di 1'100  $\Omega \times m$  e di uno spessore di circa 20 m; corrisponde ad alluvioni ghiaiose asciutte.
- e) Substrato conduttivo
- f) Ha le stesse caratteristiche del terreno conduttivo profondo (livello d) descritto in precedenza per i sondaggi 1, 2 e 3 e corrisponde a materiali vulcanici argillificati.

## 7.1.2 Interpretazione

I dati ottenuti permettono di distinguere due intervalli stratigrafici differenti, così descrivibili dall'alto in basso:

a) Copertura alluvionale

Sedimento caratterizzato da valori elevati di R; questo strato si presenta con uno spessore di circa 45 m dal piano campagna in corrispondenza della cava e di 25 m più a nord. Si tratta di alluvioni ghiaiose grossolane con contenuto variabile in matrice fine.

b) Substrato

Si distingue nettamente dagli altri sedimenti per i bassi valori di R; sulla base della geologia circostante si fa corrispondere a materiali vulcanici argillificati, affioranti sulle alture circostanti Montecchio Precalcino. Il limite con lo strato superiore mostra un rapido approfondimento da nord a sud, andamento confermato anche dalla stratigrafia ottenuta da un piezometro (purtroppo non è sopravvissuta una stratigrafia di dettaglio ma solo indicativa) situato 200 m circa a sud del sondaggio 1. In questo punto, infatti, questo materiale non viene rinvenuto fino a 100 m di profondità, quota di base del pozzo.

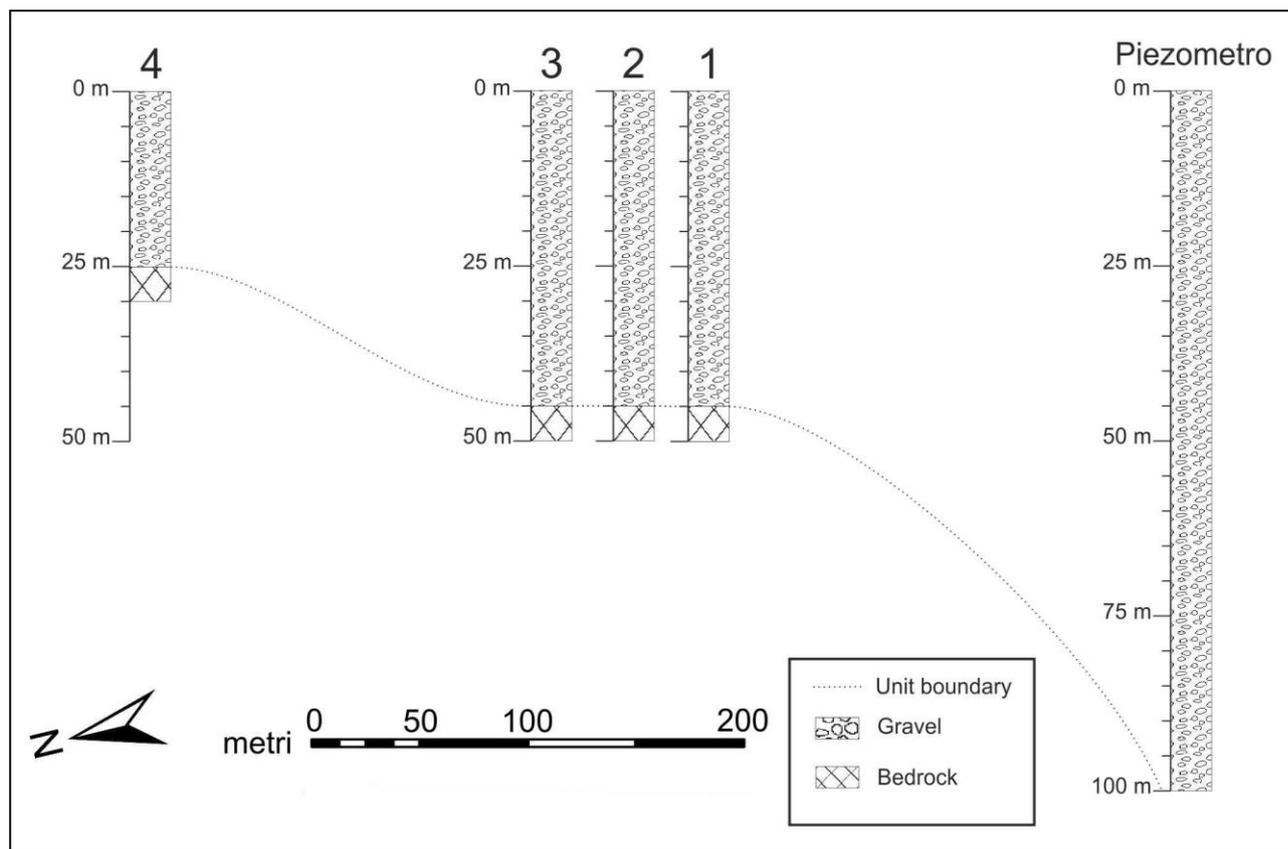


Figura 72: profilo stratigrafico con presenti i log dei sondaggi di Sandrigo e del piezometro.

## 7.2 Sondaggi di Breganze (sigla BRG)

### 7.2.1 Descrizione

I sondaggi in oggetto sono stati effettuati il 9, 10 e 11 marzo 1978 presso un campo agricolo situato a Breganze (VI), in Via Montecchio.

Nel corso delle indagini geofisiche in oggetto sono stati eseguiti 9 stendimenti. La lunghezza massima della linea d'invio di corrente (AB) è stata di 250 m nei sondaggi. La profondità massima di investigazione è quindi pari a 50 m. Differentemente da quanto verificatosi nel caso dei vicini sondaggi elettrici di Sandrigo come si vedrà, tale risoluzione non è sempre stata sufficiente per raggiungere l'interfaccia tra le ghiaie presenti in superficie e il substrato sottostante.

Dalle curve di resistività ottenute si possono distinguere, dall'alto verso il basso, i seguenti strati, che si ritrovano pressoché identici in tutti questi stendimenti:

- a) Terreno superficiale molto resistivo
- b) Caratterizzato da una R elevata (circa 1'500  $\Omega \times m$ ) e da uno spessore variabile tra 8 e 25 metri, questo strato è costituito da ghiaie grossolane asciutte sovrastanti la falda freatica.
- c) Terreno intermedio a media resistività
- d) Questo strato ha una R media (500÷1'000  $\Omega \times m$ ) e uno spessore variabile di qualche decina di metri: il tetto è infatti situato ad una profondità di circa 25 m dal piano campagna, mentre non è sempre stato possibile raggiungere il letto. Il materiale corrispondente a questo intervallo è costituito da alluvioni ghiaiose grossolane impregnate d'acqua, con presenza di matrice fine.
- e) Substrato conduttivo
- f) Livello su cui poggiano tutti i materiali precedentemente descritti, questo terreno ha bassa R (100÷400  $\Omega \times m$ ) e corrisponde a tufi o brecce vulcaniche argillificate, a loro volta poggianti su calcari. Il limite superiore di questo sedimento è stato raggiunto solamente nei sondaggi 1, 2, 3 e 6.

### 7.2.2 Interpretazione

I dati ottenuti permettono di distinguere due intervalli stratigrafici differenti, così descrivibili dall'alto in basso:

- a) Copertura alluvionale  
Sedimento caratterizzato da valori elevati di R, questo strato si presenta con uno spessore minimo di 8 m; l'interfaccia con il sottostante livello stratigrafico non è sempre stata raggiunta. Si tratta di alluvioni ghiaiose grossolane con contenuto variabile in matrice fine.
- b) Substrato  
Si distingue nettamente dagli altri sedimenti per i bassi valori di R; sulla base della geologia circostante si fa corrispondere a materiali vulcanici argillificati poggianti su calcari, affioranti sulle alture circostanti Montecchio Precalcino. Questo intervallo stratigrafico mostra un rapido approfondimento del limite superiore procedendo verso est e verso sud, sebbene in questo caso avvenga con intensità minore.

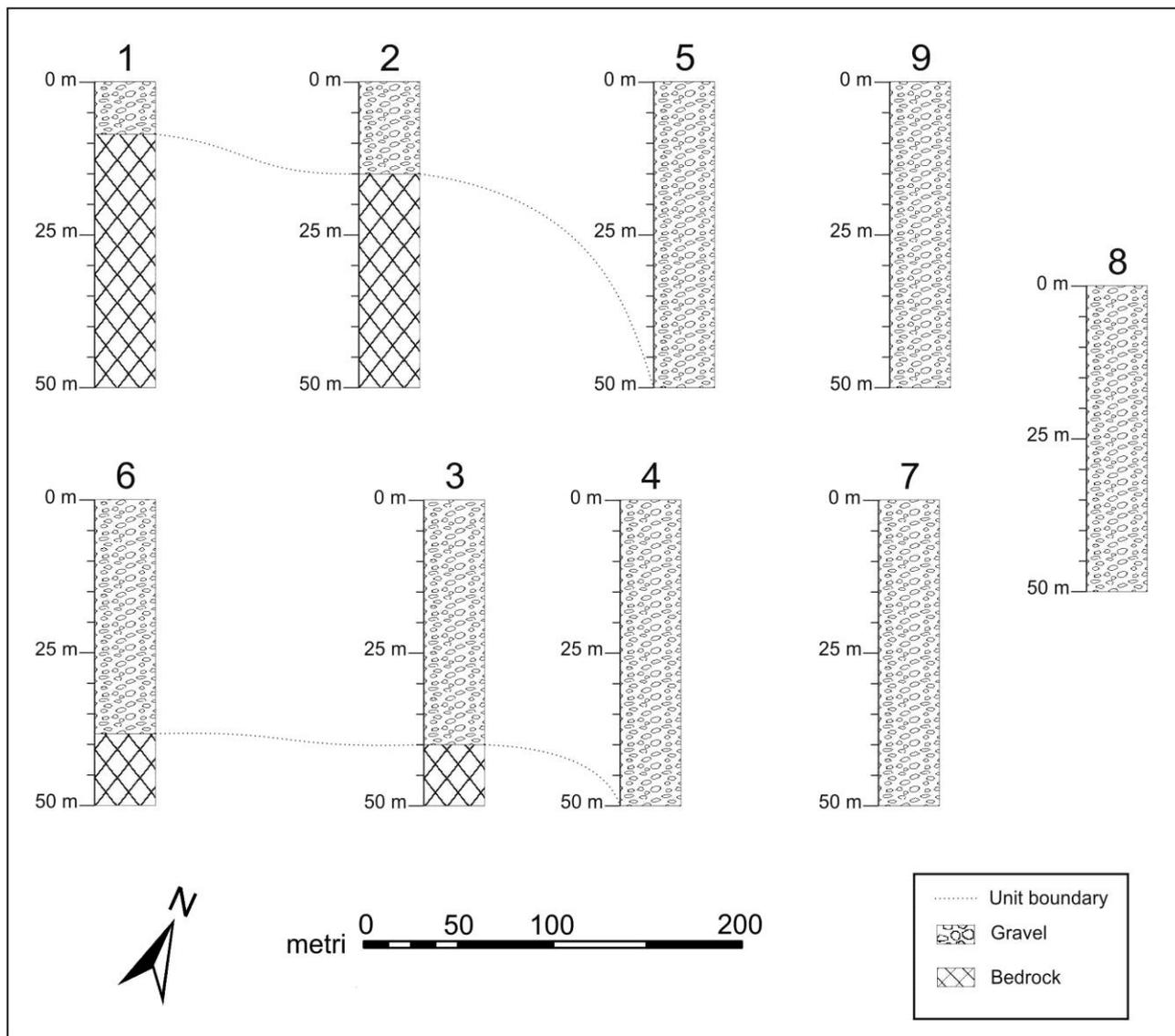


Figura 73: rappresentazione stratigrafica dei sondaggi di Breganze.



## 8 Telerilevamento e forme del rilievo

Il telerilevamento è costituito dall'insieme delle tecniche e dei metodi che permettono l'analisi di oggetti o fenomeni, attraverso misure radiometriche registrate a distanza, tramite sensori, siano questi montati su postazioni fisse, su aeromobili o su piattaforme spaziali.

Attraverso il telerilevamento è possibile osservare la superficie terrestre con una visione d'insieme e una versatilità non possibili in campagna, sebbene con un dettaglio minore. E' quindi possibile effettuare un'interpretazione delle forme e degli oggetti rilevati, sia essa definitiva o propedeutica ad una successiva fase di caratterizzazione di dettaglio da svolgersi sul terreno.

Nel presente capitolo verranno dunque presentate e descritte le elaborazioni realizzate in questo ambito, vale a dire i DEM e la carta delle pendenze. Per ognuna di esse saranno illustrati brevemente i metodi di realizzazione e i dati emersi.

Verranno poi presentati i risultati globali, presentando le varie forme riconosciute, la loro posizione, il significato geomorfologico e alcune considerazioni a carattere generale.

A conclusione del capitolo verrà presentato uno schema geomorfologico risultante dalla summa delle varie osservazioni. Per la collocazione di tutte le forme riconosciute si rimanda alla carta geomorfologica allegata alla tesi.

## 8.1 Il DTM della media e bassa Valdastico

Questo ausilio interpretativo è stato appositamente realizzato nel corso della ricerca; di seguito se ne espone sinteticamente il processo realizzativo, per una trattazione più dettagliata si rimanda al paragrafo 3.2.3.

La base di partenza è costituita dalla CTR alla scala 1:5'000, nello specifico gli elementi 103012 - Meda, 103013 - Monte Summano, 103014 – Velo d'Astico, 103021 – Monte Sunio, 103022 - Chiuppano, 103023 – Piovene Rocchette, 103024 – Cogollo del Cengio e 103033 – Lugo di Vicenza. I punti quotati sono stati interpolati manualmente e successivamente integrati con le isoipse e le aste fluviali principali, ottenute dalla versione numerica delle CTR. I dati altimetrici ottenuti con questo procedimento sono state interpolate secondo la routine automatica di tipo TIN del software ArcGis 9.3.1, considerando le isoipse come *soft lines* e l'idrografia come *hard lines*. L'elaborato così ottenuto è stato successivamente trasformato in formato *raster*, attenuandone le spigolosità per mezzo di un processo di *smoothing*.

Le osservazioni sono state condotte sia su questa immagine finale di tipo *raster*, sia su una sua ulteriore elaborazione di tipo *Hillshade* (Figura 74). Con questo tipo di rappresentazione si ottiene una illuminazione ipotetica della superficie secondo un angolo predeterminato; le ombre che si vengono così a creare enfatizzano le variazioni di quota, permettendo di meglio apprezzare le irregolarità della superficie topografica.

Le elaborazioni così condotte hanno consentito di ottenere numerose indicazioni.

Sono stati infatti riconosciute e mappate sia forme molto appariscenti sia altre di minore entità. Appartenenti al primo gruppo sono, ad esempio, i depositi morenici di Cogollo del Cengio, già noti in letteratura (si veda per esempio Cucato, 2001), i vari conoidi alluvionali alimentati dal versante meridionale dell'Altopiano dei Sette Comuni, di cui un esempio particolarmente ben espresso è presente nella parte orientale del DEM, al di sopra della sezione stratigrafica "Rozzola", e i numerosi terrazzi alluvionali incastrati all'interno della forra entro cui scorre l'Astico. Il secondo gruppo, invece, include le incisioni della superficie topografica principale, il cui significato è trattato estensivamente nei capitoli seguenti.

Il DEM ha inoltre consentito di realizzare rapidi e precisi profili topografici all'interno della valle. In questo modo è stato possibile correlare la superficie topografica su cui giace l'abitato di Chiuppano con quella di Piovene Rocchette e confrontare sia le superfici topografiche dei vari terrazzi presenti all'interno della forra, sia la quota delle varie unità stratigrafiche riconosciute in affioramento.

Il profilo della figura 79 è stato ottenuto con questa metodologia: è stato realizzato in corrispondenza dell'attuale corso dell'Astico, riportando la quota dei vari depositi riconosciuti.

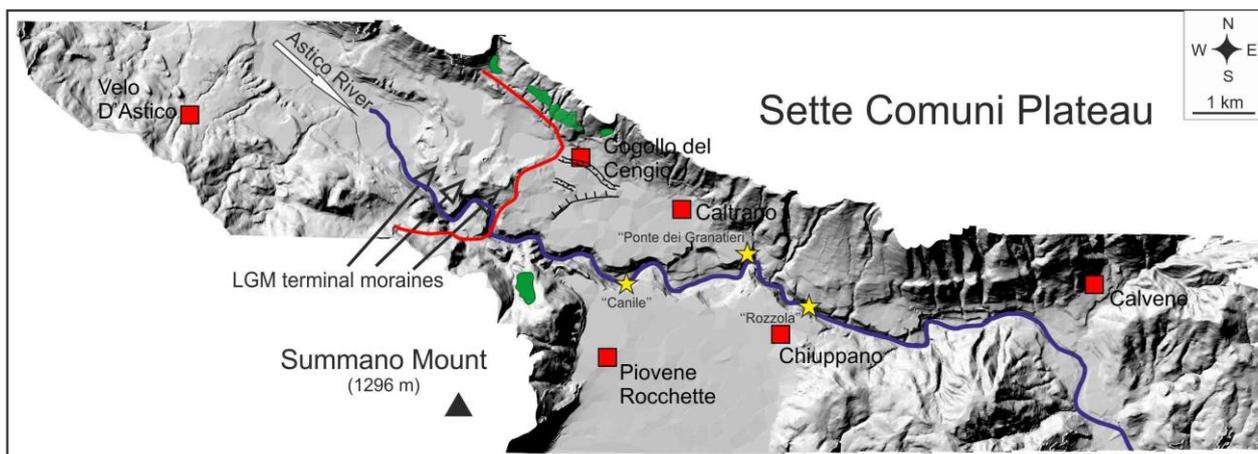


Figura 74: rappresentazione *Hillshade* del DEM della Valdastico. Sono state inserite, a titolo di esempio per le osservazioni compiute: le posizioni delle sezioni stratigrafiche rinvenute nell'area, i depositi glaciali pre-LGM rinvenuti sui fianchi della valle (indicati in verde) e la massima espansione dei sedimenti morenici LGM (linea rossa), le cui cerchi sono indicate dalle frecce. La linea blu corrisponde alla proiezione del profilo topografico della figura 79 e coincide con il corso attuale dell'Astico.

## 8.2 Il microrilievo, il DEM della pianura e la carta delle pendenze

Realizzato con procedimento analogo a quello sfruttato per la realizzazione del DEM della Valdadastice, il microrilievo consiste di isoipse a spaziatura 1 m estese su tutta l'area della pianura veneta. È stato realizzato dal Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova, in collaborazione con l'ARPAV e ha costituito un valido ausilio per gli studi condotti su quest'area. A partire da questo dato è stato realizzato anche in questo caso un DEM in formato *raster*, mentre l'elaborazione *Hillshade* non ha permesso osservazioni degne di nota, a causa delle piccole variazioni altimetriche presenti in quest'area.

Le osservazioni compiute sul DEM sono analoghe a quelle illustrate per quello dell'area pedemontana, sebbene in questo caso siano forzatamente ridotte, visto il cambio di ambiente. In quest'area, infatti, le variazioni altimetriche sono notevolmente minori rispetto a quanto avviene nella Valdadastice. Sono state comunque individuate alcune scarpate di altezza metrica situate in corrispondenza della parte alta del torrente Leogra, del torrente Astico e del fiume Brenta, il cui significato viene diffusamente trattato nei capitoli successivi.

Per meglio identificare i vari sistemi deposizionali, si è realizzata un'elaborazione di tipo *Slope* del DEM. Questa elaborazione calcola la direzione del massimo cambiamento di quota rilevato tra una data cella e le circostanti, attribuendo a quest'ultima un valore numerico (più basso è il valore e più la geometria è piana, più è elevato e più la topografia è accidentata). A questo valore può essere attribuito un fattore di correzione, in modo tale da evidenziare anche le variazioni minori. È però necessario trovare un giusto compromesso tra esaltazione delle variazioni topografiche più piccole e di quelle maggiori, dato che più si aumenta il fattore di correzione e più il segnale diventa uniforme.

Grazie a quest'ultima elaborazione è stato possibile individuare due distinti sistemi deposizionali legati all'Astico, i cui apici sono collocati in prossimità rispettivamente di Piovene Rocchette e di Breganze. Essi sono infatti caratterizzati da superfici aventi linee di massima pendenza con direzioni differenti, che rispecchiano la diversa sorgente di alimentazione. Per lo stesso motivo appaiono ben chiari anche i domini deposizionali del fiume Brenta e dei torrenti Leogra/Timonchio.

Le incisioni dei fiumi nella pianura risultano estremamente evidenti. Tra di esse spicca per chiarezza e significato un'incisione ad andamento nord-sud, che da Sandrigo arriva fino a Vicenza; data la posizione essa è attribuibile al fiume Astico, di cui vi sono testimonianze (per esempio: Molon, 1883) che durante gli eventi di piena giungesse infatti fino a Vicenza lungo questa direttrice fino al 1500 d.C., epoca in cui furono costruite apposite opere di difesa per scongiurare questi eventi.

I dati presentati in questa sezione hanno inoltre consentito l'individuazione dei corpi sedimentari rilevati rispetto alla circostante superficie della pianura, quali i dossi fluviali. Nello specifico sono stati individuati i dossi legati all'attuale corso del fiume Brenta e ad un corso più occidentale dello stesso corpo idrico.

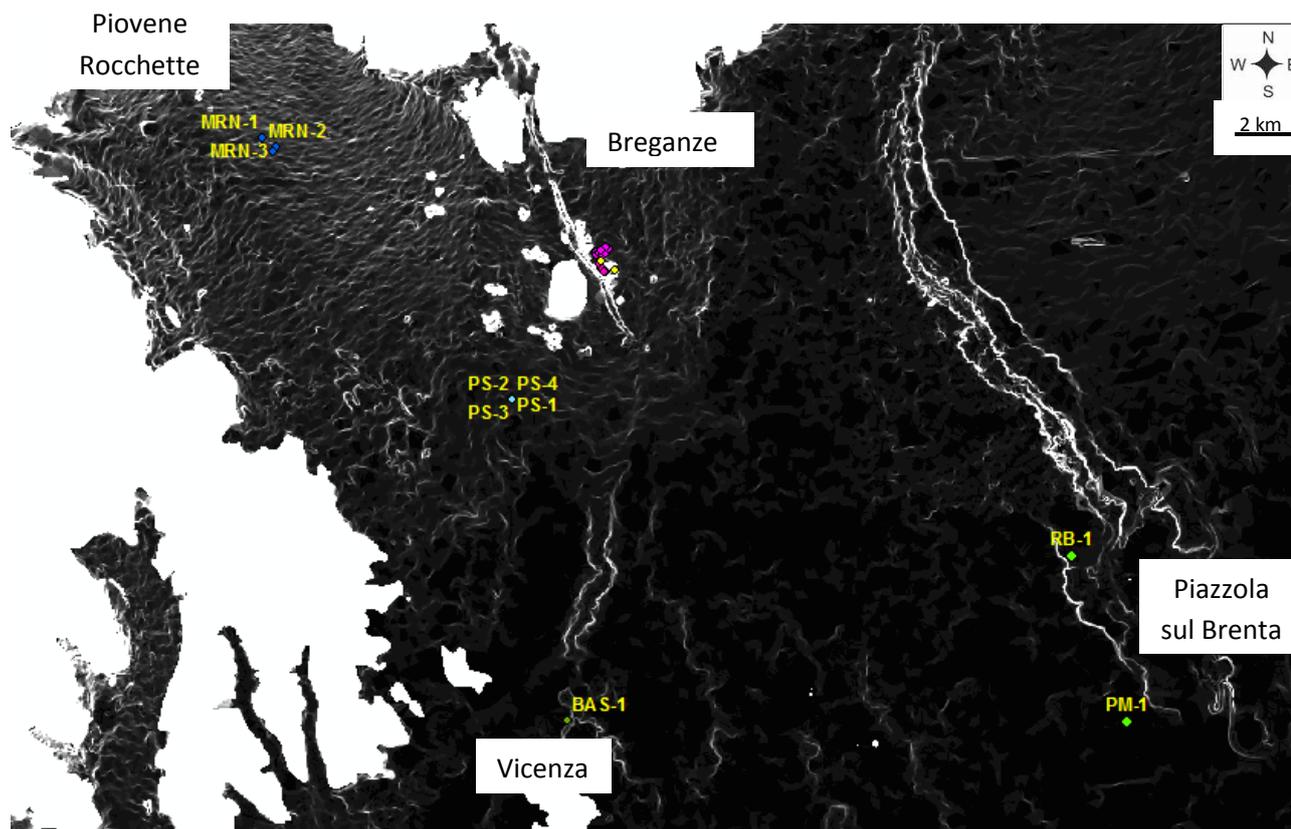


Figura 75: rappresentazione di tipo *Slope* dell'area di pianura oggetto della tesi. Sono stati inseriti i sondaggi meccanici e geoelettrici descritti nei capitoli 5 e 7, cui si fa riferimento per la spiegazione delle sigle. I carotaggi di Sandrigo e i sondaggi geoelettrici sono indicati rispettivamente in giallo e fucsia, essendo troppo ravvicinati per essere indicati le rispettive sigle.

## 8.3 Le forme riconosciute

### 8.3.1 Conoidi alluvionali

Gli *alluvial fan*, o “conoidi alluvionali”, sono depositi di forma convessa e con una tipica forma a ventaglio. Si collocano tipicamente allo sbocco in pianura dei corsi d’acqua, laddove essi non risultano più costretti nel loro corso e possono espandersi e divagare, perdendo così competenza di trasporto e depositando una gran quantità di sedimento. La forma può essere più o meno grande ed avere un rilievo più o meno accentuato a seconda dello spazio di accomodamento, della pendenza della pianura su cui si appoggia e della grandezza del corso d’acqua che l’ha originata (Castiglioni, 1986). In relazione alla tipologia del corso d’acqua che alimenta il conoide, e quindi alla tipologia dei depositi che lo compongono, oltre che alla pendenza della forma, secondo la classificazione proposta da Stanistreet and McCarthy (1993) esso può essere definito “conoide da *debris flow*” (*debris flow dominated fan*), “conoide fluviale di tipo *braided*” (*braided fluvial fan*) e “conoide fluviale a bassa sinuosità/meandriforme” (*low sinuosity/meandering fluvial fan*). Il materiale viene accumulato sulla porzione attiva della superficie del conoide, porzione che varia per effetto di frequenti spostamenti dell’alveo, che tende a seguire la linea di maggior pendenza. In un conoide alluvionale si possono distinguere: l’*apice*, vale a dire il punto da cui il corso d’acqua emerge dal rilievo, il *canale di alimentazione*, che si presenta nella prima parte inciso, salvo poi nel *punto di intersezione* allargarsi e diventare coalescente alla superficie attiva del conoide. La pendenza del deposito è funzione della portata e della granulometria trasportata e spesso si originano quelli che vengono chiamati conoidi *telescopici*. Un conoide viene detto telescopico quando il canale di alimentazione si incide sulla superficie del deposito e va sboccare alla pianura al termine dello stesso, creando così un ulteriore cono.

Nell’area di tesi sono stati individuati numerosi conoidi di dimensioni ridotte, legati a dinamiche di versante, ed altri di dimensioni maggiori, tra cui spiccano il conoide del Brenta, quelli legati all’Astico, di cui quello occidentale risulta il più sviluppato, quello legato al fiume Tesina e quelli dei torrenti Leogra e Timonchio.

### 8.3.2 Terrazzi fluviali

In senso generale, i terrazzi sono superfici pianeggianti delimitate da scarpate. Nel caso dei terrazzi fluviali, dette superfici sono attribuibili a dinamiche di tipo fluviale, successivamente incise dai corpi idrici che prima le alimentavano e così disattivate. Esse rappresentano quindi paleosuperfici di aggradazione fluviale, ragion per cui il loro studio può permettere la ricostruzione delle dinamiche morfologiche vigenti all’epoca.

Nell’area di studio sono stati individuati numerosi terrazzi incastrati all’interno della forra dell’Astico, la cui espressione morfologica è notevole, e nell’area circostante il corso del fiume Brenta e del torrente Leogra. Se nel caso dell’Astico sono stati condotti studi espliciti per la caratterizzazione e la correlazione di queste forme, nel caso degli altri corpi idrici questo non è stato fatto, basandosi per la loro caratterizzazione e significato sui dati bibliografici (si vedano i capitoli 9 e 10).

### 8.3.3 Incisioni fluviali

Le incisioni fluviali sono corridoi più o meno stretti determinati dall’erosione fluviale, e si caratterizzano per essere ribassate rispetto alla zona circostante. Esse sono delimitate da scarpate fluviali, più o meno ripide.

Nell’area della tesi sono state individuate due tipologie di incisioni fluviali: in roccia e su sedimenti sciolti. Nel primo caso rientra parte dell’incisione entro cui scorre l’Astico nella zona pedemontana. Nello specifico, il tratto compreso tra l’abitato di Meda e le propaggini settentrionali di Piovene Rocchette, in cui l’Astico si incide su dolomie triassiche, e il tratto tra Chiuppano e Calvene, in cui vengono invece erose le vulcaniti triassiche.

Incisioni fluviali su sedimenti sciolti sono presenti in numerose zone della pianura, in particolar modo entro di esse scorrono attualmente il torrente Astico, da Calvene fino a Sandrigo, il torrente Timonchio, dallo

sbocco in pianura fino a Marano Vicentino, e il fiume Brenta, dallo sbocco in pianura fin poco oltre Piazzola sul Brenta.

Categoria a parte è riservata a un'incisione attualmente non seguita da corsi d'acqua, ad andamento nord-sud, che da Sandrigo arriva fino a Vicenza; data la posizione essa è attribuibile al fiume Astico, di cui vi sono testimonianze (per esempio: Molon, 1883) che giungesse infatti fino Vicenza, durante gli eventi di piena, lungo questa direttrice fino al 1500 d.C., epoca in cui furono costruite apposite opere di difesa per scongiurare questi eventi.

### 8.3.4 Dossi fluviali

I dossi fluviali sono depositi legati alla sedimentazione dei corsi d'acqua in pianura. Si tratta di forme di accumulo che assumono la fisionomia di una dorsale allungata, secondo le direzioni di massima pendenza regionale, aventi larghezza variabile tra le poche decine di metri e alcuni chilometri e altezza massima di alcuni metri. Questa forma è dovuta all'azione di un corso d'acqua, che tende a depositare il materiale che trasporta e che mantiene, per un tempo sufficientemente lungo, il suo tracciato. In tal modo il corso d'acqua costruisce un rilievo sotto e lateralmente a se stesso, finendo quindi con lo scorrere ad una quota leggermente più alta rispetto a quella della pianura circostante. Un dosso fluviale presenta ai lati due convessità minori che costituiscono gli argini naturali del corso d'acqua; l'alveo, che scorre centralmente, è leggermente depresso lungo l'asse centrale del dosso. L'argine naturale si presenta come un cuneo di sedimenti con il fianco a pendenza più marcata rivolto verso il canale. Esso è caratterizzato da alternanze di materiale a granulometria differente in cui i più grossolani sono depositi nella fase di tracimazione e i più fini nella coda dell'esondazione.

Al margine orientale dell'area di tesi sono state individuate forme rilevate, il cui aspetto sembra riconducibile a questa dinamica deposizionale. Nello specifico si tratta del dosso attuale del fiume Brenta, per la maggior parte confinato all'interno delle summenzionate scarpate che ne bordano il corso, e da un altro dosso situato nell'area compresa tra Vicenza e Piazzola sul Brenta. Quest'ultima forma presenta dimensioni ed andamento paragonabili a quelli del Brenta attuale, a cui se ne fa dunque risalire l'origine.

### 8.3.5 Depressioni

Come evidente nella stessa parola, le depressioni sono aree circoscritte, caratterizzate da una quota più bassa rispetto a quella della pianura circostante. Si differenziano dalle incisioni fluviali per l'essere chiuse su tutti i lati, oltre che per le dimensioni più contenute e la minor altezza e pendenza delle scarpate che le delimitano. Individuabili con difficoltà dal microrilievo, dato che spesso le pratiche agricole moderne ne hanno ridotto l'evidenza morfologica, si trova alle volte conferma della loro presenza in foto aerea, dove appaiono più scure delle aree circostanti, se la ripresa viene effettuata durante un periodo caratterizzato da forte umidità del suolo.

Nell'area della tesi queste forme sono presenti diffusamente in corrispondenza della linea delle risorgive, dove sono spesso sede di ristagno delle acque.

### 8.3.6 Paleoalvei

Tra le forme più comuni di una piana alluvionale sono da citare le tracce di canali abbandonati, i paleoalvei per l'appunto. Esse si possono presentare incise nella superficie della piana, sopraelevate rispetto ad essa o anche allo stesso livello, senza alcun risalto morfologico; il trascorrere del tempo porta, ovviamente, al livellamento di dette strutture, riempiendo le depressioni o erodendo le elevazioni, omogeneizzando quindi le quote, anche a seguito dell'attività antropica moderna.

Le forme concave entro i depositi di piana in genere testimoniano una fase del fiume, immediatamente precedente l'abbandono, in cui esso si trovava in equilibrio o in erosione dentro la piana stessa. La presenza entro il solco di depositi costituiti da materiale fine e/o torbe è indicativa di uno stadio di alveo morto; il

periodo trascorso dall'abbandono può essere stimato per mezzo della datazione di opportuni materiali organici o resti antropici rinvenuti entro la serie stratigrafica che costituisce il riempimento residuale dell'alveo.

Qualora il corso d'acqua abbandonato sia bordato da argini naturali rilevati, o addirittura assuma una forma convessa sulla superficie, è ipotizzabile una situazione opposta rispetto alla precedente, per cui il fiume si trovava in una fase di aggradazione, cui è seguito un evento di avulsione.

Evidenze di queste strutture visibili in foto aerea sono i particolari contrasti cromatici, nel caso in cui il riempimento del canale abbandonato sia costituito da materiale ad alto contenuto organico, per cui la traccia risulta essere più scura rispetto alla pianura circostante, oppure diverse risposte della vegetazione in fase di stress idrico, nel caso in cui le coltivazioni vengano favorite o danneggiate dalla particolare granulometria del suolo su cui sorgono. Nel caso di alvei in cui affiorano sedimenti sabbiosi delle barre poste all'interno dell'alveo, le tonalità saranno più chiare della piana di esondazione circostante. A volte, inoltre, la parcellizzazione agraria segue l'andamento di queste forme.

L'area di tesi è caratterizzata da una presenza alquanto ridotta di queste forme. Esse sono infatti ben visibili soprattutto in area di bassa pianura, dove i fiumi sono caratterizzati spesso da un canale unico, il cui residuo risulta poi visibile da foto aerea. Nel caso di corsi d'acqua di alta pianura, invece, l'evidenza morfologica è estremamente ridotta, motivo per cui la pressoché totalità delle forme appartenenti a questa categoria sono situate nella parte sud-orientale dell'area di tesi. Forma e dimensioni portano invariabilmente ad attribuire la genesi di queste forme al Brenta, eccezion fatta per le tracce rinvenute nell'area a nord-ovest di Vicenza, riconducibili al Leogra/Timonchio.

#### **8.4 Lo schema geomorfologico**

Le osservazioni condotte hanno permesso di realizzare una carta geomorfologica dell'area, completa di tutte le forme riconosciute, che è presente come allegato alla tesi.

Si è inoltre realizzato uno schema geomorfologico riassuntivo in cui vengono evidenziati i principali sistemi deposizionali, individuati dalla sintesi di tutte le osservazioni compiute, che viene presentato nella pagina successiva.

La carta geomorfologica è stata realizzata con un software appositamente ideato: ArcGis (versione 9.3) e stampata tenendo come base cartografica la carta topografica a scala 1:25'000 dell'IGM. In essa sono stati inserite tutte le forme individuate finora descritte, oltre all'ubicazione di carotaggi, sezioni e indagini geoelettriche. L'area che rappresenta è delimitata a est dal corso del Fiume Brenta, a ovest dai rilievi prealpini, a sud dai Colli Berici e a nord dalla media Valdastico.

Lo schema geomorfologico, a differenza della più ampia carta geomorfologica, è stato realizzato in modo tale da poter essere inserito all'interno di un normale foglio A4. In esso sono state pertanto eliminate le forme di dimensioni troppo ridotte per poter essere efficacemente visualizzate, che sono state quindi sintetizzate in ambiti di competenza. Le superfici sono dunque differenziate a seconda del corso d'acqua che le ha originate (Leogra/Timonchio, Astico e Brenta) e distinte in ambienti di conoide e di piana alluvionale. In questo caso l'area è stata ampliata verso est, mentre si è esclusa la Valdastico, per uno schema della quale si rimanda alle figure 4 e 80. E' stata mantenuta l'ubicazione dei sondaggi.

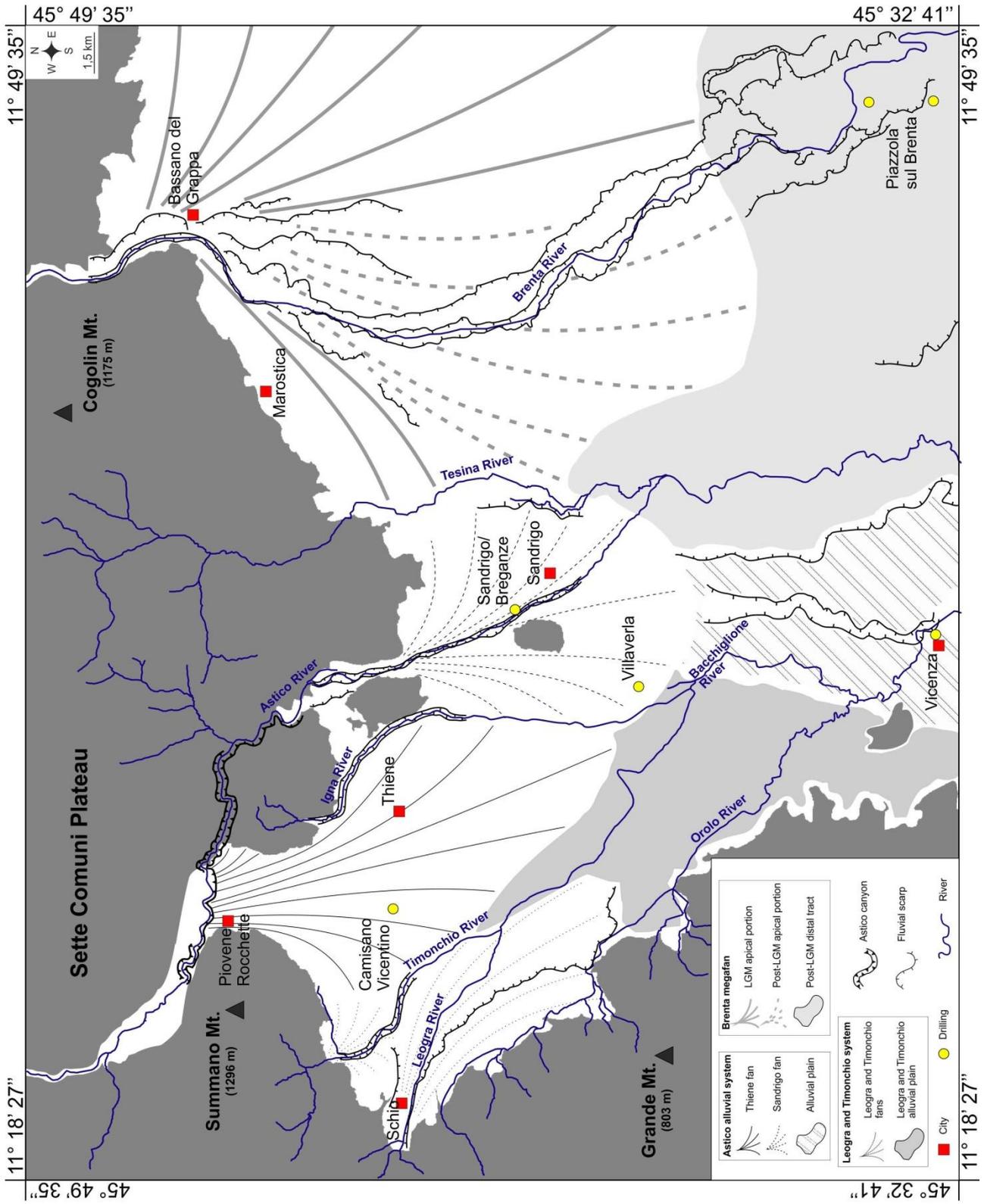


Figura 76: schema geomorfologico riassuntivo dell'area di tesi.

## 9 Risultati, discussione e correlazione dei dati

### 9.1 Analisi palinologiche

Le analisi polliniche sono state effettuate sulla sezione del Ponte dei Granatieri, precisamente sull'intervallo lacustre dell'unità PDG-C (si veda il paragrafo 4.2). Il campionamento è stato effettuato dallo scrivente con l'aiuto del Dott. Michele Maritan, dottorando presso il Dipartimento di Biologia dell'Università di Padova, mentre le analisi sono state compiute dalle Dott.sse Barbara Gaudio, borsista, e Antonella Miola, ricercatrice del medesimo dipartimento.

I risultati sono stati inseriti in un diagramma pollinico (si veda la figura 77 della pagina seguente). La profondità dei campioni viene qui riferita per comodità al top della sequenza lacustre.

Il campionamento abbraccia uno spessore di sedimenti lacustri di 845 cm, e può essere suddiviso in 2 parti, il cui limite ricade tra 165 e 95 cm dalla sommità.

La parte basale (campioni da 805 a 165 cm) è caratterizzata da una dominanza di specie erbacee e arbustive, in particolar modo elementi xerofili come *Artemisia* (20 – 38%), generi *Ephedra dystachia* e *Ephedra fragilis*, *Helianthemum* e Chenopodiaceae. Sono presenti in quantità sensibile (1 – 8 %) anche le Asteraceae e le Cichorioideae, mentre le specie arboree o arbustive sono scarse, principalmente costituite da *Pinus sylvestris/mugo* (11 – 20 %) e *Betula*, che sono grandi produttori di polline, o da elementi xerofili come il genere *Juniperus*. Di grande importanza risultano le Poaceae, che arrivano a rappresentare dal 19 al 47 %; purtroppo le specie di questa famiglia vivono in un gran numero di ambienti diversi, ragion per cui questo taxon pollinico è un indicatore climatico ed ambientale di scarsa rilevanza. La flora acquatica e di palude è testimoniata da sporadici granuli di *Nuphar*, di *Sparganium erectum* e dalle Cyperaceae. Nel caso dei campioni siti alla profondità di 755, 600 e 445 cm sono stati rinvenuti rari (<1 %) granuli pollinici di piante tipiche di ambienti temperati caldi, quali *Corylus*, la varietà decidua di *Quercus* (3% nel campione a 755 cm), *Hedera*, *Ostrya* e *Fraxinus*. Sono stati altresì individuati pochi granuli pollinici ben conservati di taxa subtropicali; nello specifico si tratta di *Tsuga* (0,5 % nel campione 805 cm) e *Carya* e *Pterocarya* (0,4 % nel campione 325 cm). Il campione a 245 cm è risultato sterile.

La parte sommitale è costituita da 2 campioni, siti alla profondità di 95 e 10 cm, e presenta differenze significative rispetto alla sottostante. L'intervallo in oggetto, infatti, è caratterizzato dall'aumento percentuale dei granuli pollinici attribuibili a specie arboree e arbustive. L'elemento più abbondante (37%) è costituito da *Pinus sylvestris/mugo*, anche in questo caso accompagnato da rari granuli di *Betula* e *Juniperus*. Fanno la loro comparsa in questa parte del sedimento nuovi elementi tipici di climi temperati oceanici come *Picea* (7,8%), *Abies* (3,7%) e *Carpinus betulus* (0,7%). Sono presenti anche taxa di clima temperato caldo, come *Quercus* (6%), *Tilia* (3 %), *Corylus* (2%), *Ligustrum* (1,3%), *Ulmus* (0,7%) e *Cornus mas* (1,1 %). La frazione erbacea della pioggia pollinica è rappresentata in questo caso in maggioranza dalle Poaceae (13,3 %). Diversamente da quanto accaduto per la parte basale, non sono stati rinvenuti in questa sezione granuli di specie attribuibili a climi subtropicali

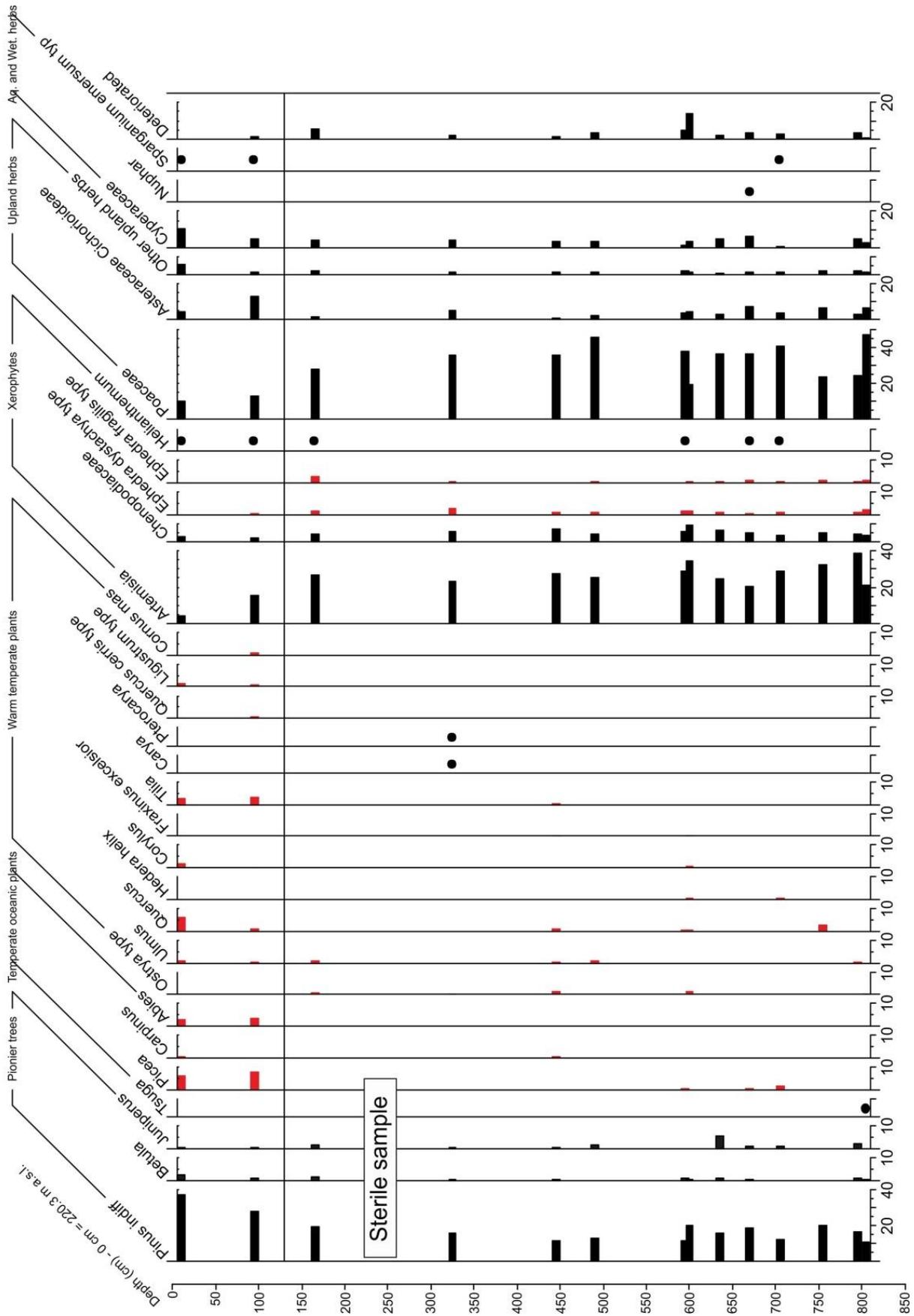


Figura 77: diagramma pollinico derivante dalle analisi condotte sulla sezione del Ponte dei Granatieri, unità PDG-C. Le specie polliniche sono rappresentate con colori diversi in ragione delle differenti scale dell'asse X.

La parte basale della sequenza suggerisce un contesto climatico di tipo continentale freddo, con vegetazione da ambiente xerico (caratterizzato da lunghi periodi di siccità o da clima arido o desertico) aperto, rappresentata principalmente da taxa di camefite nane tipiche di questo ambiente. La presenza di granuli di polline appartenenti a specie subtropicali in 2 campioni (805 e 325 cm) può essere un buon indicatore temporale per questo intervallo sedimentario, sebbene essi siano presenti in quantità estremamente ridotta. *Tsuga*, *Carya* e *Pterocarya* sono infatti indicatori biocronologici di riferimento nelle sequenze polliniche Plio-Pleistoceniche dell'Italia Settentrionale (vengono considerate come sequenze di riferimento quella del Pianura Padana sudorientale – Ravenna, quella di Pianengo e quella di Fornaci di Ranica), all'interno delle quali questi taxa vanno riducendosi in abbondanza fino a sparire tra il Pleistocene inferiore tardo e il Pleistocene medio tardo (Amorosi et al., 1999; Muttoni et al., 2003; Ravazzi et al., 2005). Durante il Pleistocene inferiore, nell'Italia Settentrionale e Centrale, *Tsuga* rappresentava un importante componente della pioggia pollinica di foreste temperate. Il declino di *Tsuga* sembra essere collegato al cambiamento climatico chiamato “Middle Pleistocene Revolution”, avvenuto circa 1 milione di anni fa (Bertini, 2003; Maslin e Ridgwell, 2005).

Secondo quanto finora esposto, la rara presenza di *Tsuga* nella sequenza campionata per questa tesi può essere correlabile con la rara presenza del medesimo genere nei campioni del Pleistocene medio derivanti dalla vicina sequenza pollinica di Pianengo (Muttoni et al., 2003). Questa affermazione viene però messa in discussione dalla quantità estremamente ridotta di granuli rinvenuti (< 0,5 %). Essi potrebbero infatti derivare da rimaneggiamento di sedimenti appartenenti a detto periodo del Pleistocene, la cui presenza è stata descritta in letteratura nella zona dell'Altopiano dei Sette Comuni (Cucato, 2007).

Nella parte sommitale della sequenza si assiste ad un incremento della copertura arborea forestale, a cui concorrono sia conifere che latifoglie di ambiente temperato caldo, con *Pinus* che rimane il genere prevalente. La presenza di *Abies*, *Picea* e *Carpinus betulus* testimonia uno spostamento delle condizioni climatiche verso un ambiente più temperato e oceanico rispetto all'intervallo sottostante. Possibili collegamenti con le sequenze polliniche di riferimento per l'Italia Nord-occidentale sono dati dai picchi pollinici di *Ligustrum* e *Tilia*. Si trovano infatti corrispondenze tra la sezione in oggetto e quelle del Lago di Fimon (Pini et al., 2010) e del Torrente Valeriano (Monegato et al., 2010a), situate rispettivamente nel Pianura Veneta, circa 25 km a sud della sezione PDG, e alle pendici delle Alpi friulane (190 m s.l.m.). In queste sequenze, infatti, la comparsa di *Ligustrum*, che abbraccia il periodo intercorrente tra la Termination II e l'LGM, è considerata peculiare del primo interstadiale dell'Early Würm (Monegato et al., 2010a; Pini et al., 2010), ragion per cui anche la sequenza lacustre PDG-C può essere attribuita a questo intervallo temporale.

Le attribuzioni temporali fornite per le parti della sequenza suggeriscono quindi una lacuna temporale e sedimentaria tra di esse, dato che non vi è testimonianza alcuna del periodo interglaciale che deve essere intercorso tra la sezione basale e quella sommitale, quindi tra 165 e 95 cm dalla sommità dell'unità PDG-C. Nel caso in cui l'attribuzione cronologica della parte basale venga effettuata basandosi sui granuli di polline subtropicale, questa lacuna dovrebbe abbracciare una gran parte del Pleistocene medio e l'Eemiano (MIS 5e), una quantità di tempo che sembra essere esagerata, visto che in affioramento non sono state individuati evidenti segni di hiatus sedimentari nell'intervallo in oggetto.

Un'ipotesi alternativa, suffragata altresì dalla scarsità di ritrovamenti di polline subtropicale, prevede la possibilità che essi derivino da rimaneggiamento di sedimenti preesistenti, ragion per cui la sequenza lacustre basale può essere attribuita ad un qualsiasi evento glaciale del Pleistocene medio. Data l'assenza di discontinuità evidenti nel sedimento si propende per attribuire questo fase deposizionale al MIS 6, il primo periodo glaciale che ha determinato un avanzamento rilevante delle masse glaciali in questa zona delle Alpi (van Husen, 1997; Monegato et al., 2011).

## 9.2 Analisi petrografiche

Per una caratterizzazione del sedimento, oltre che per la definizione di unità stratigrafiche correlabili tra affioramenti o carotaggi non vicini tra loro, ci si è avvalsi, oltre che dell'osservazione diretta, anche di analisi petrografiche della frazione sabbiosa del sedimento. I campionamenti sono stati effettuati dallo scrivente, con l'ausilio del Dott. Giovanni Monegato, che ha anche compiuto materialmente l'analisi.

La fase di conteggio è stata svolta secondo il protocollo Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984), appositamente ideato per non risentire di eventuali selezioni differenziali di petrografie specifiche legate alla granulometria del sedimento. Tale accorgimento è tanto più utile in una situazione come la presente, in cui i campioni di sedimento sono stati prelevati da diverse tipologie di fonti (carotaggi meccanici e sezioni aperte).

I caratteri generali derivati sono stati sintetizzati ed inseriti nella descrizione delle varie sezioni e carotaggi. Nel presente paragrafo vengono presentati i caratteri specifici dei vari campioni di sedimento e i criteri che hanno portato alla definizione delle varie unità e, se questo è stato possibile, alla loro correlazione, oltre al loro significato in termini genetici.

La sottostante tabella riporta in modo integrale i conteggi effettuati. I dati ottenuti sono stati successivamente inseriti in 2 diverse tipologie di diagrammi ternari, in modo tale da poter identificare somiglianze e differenze diagnostiche della presenza o meno delle medesime petrofacies nei vari campioni. Sono stati inoltre inseriti campioni di riferimento provenienti dai corsi d'acqua attuali destinati ad individuare eventuali corrispondenze.

Campione	Unità	Quota dal piano campagna	Q	P	Kf	Lva	Lvm	Lm	Lcd	Lcc	Ls	Tot.
CNL1	CNL-B	- 12 m	0.9	0.9	0.3	9.1	17.9	0.3	61.0	5.3	4.4	100.0
CNL2	CNL-A	- 48 m	-	-	-	3.4	1.1	0.3	57.8	34.1	3.4	100.0
CNL3	CNL-A	- 53 m	0.3	-	-	3.1	-	-	77.7	11.0	8.0	100.0
PDG1	PDG-F	- 39,0 m	10.3	0.6	1.1	9.7	0.3	3.1	32.5	41.3	1.1	100.0
PDG2	PDG-F	- 41,0 m	4.5	0.6	1.8	15.1	0.6	5.0	23.4	45.1	3.9	100.0
PDG3	PDG-C	- 35,4 m	6.9	-	1.3	7.2	0.3	1.3	27.2	52.8	3.1	100.0
PDG4	PDG-B	- 35,6 m	8.5	-	1.2	14.6	2.0	0.9	36.7	33.5	2.6	100.0
PDG5	PDG-F	- 42,6 m	11.6	0.3	1.7	7.6	-	8.1	34.0	34.6	2.0	100.0
PDG6	PDG-F	- 41,6 m	3.8	-	0.6	10.6	-	3.5	23.8	54.4	3.2	100.0
PDG7	PDG-F	- 43,9 m	5.7	-	1.5	18.8	0.3	3.3	20.2	43.5	6.8	100.0
PDG8	PDG-F	- 42,8 m	6.3	-	2.6	10.6	1.4	2.6	23.0	49.4	4.0	100.0
RZL5	RZL-A	- 19,5 m	7.9	-	0.3	12.5	0.8	2.2	41.1	31.6	3.5	100.0
RZL8	RZL-A	- 16,8 m	3.8	-	-	12.1	0.5	1.4	50.1	27.7	4.4	100.0
RZL9	RZL-A	- 18,1 m	2.3	0.3	-	12.8	0.6	2.3	55.2	24.7	1.7	100.0
BAS1	BAS-C	- 8,0 m	3.1	0.5	0.3	10.7	7.1	4.3	51.9	15.3	6.9	100.0
BAS2	BAS-C	- 14,3 m	9.9	0.5	0.5	17.3	6.2	11.6	36.9	13.1	4.0	100.0
BAS3	BAS-C	- 18,0 m	14.2	1.5	1.7	7.0	-	12.2	36.6	24.1	2.7	100.0
BAS4	BAS-A	- 28,5 m	9.4	1.0	1.0	9.2	2.0	16.6	39.5	14.4	6.9	100.0
BAS5	BAS-A	- 33,0 m	15.3	0.2	1.0	15.5	5.4	23.9	23.4	10.1	5.2	100.0
BAS6	BAS-A	- 35,2 m	9.7	-	1.0	8.0	2.2	17.3	44.0	13.1	4.6	100.0
BAS7	BAS-A	- 39,5 m	13.7	-	2.2	7.3	1.2	28.1	29.8	10.0	7.6	100.0
BAS8	BAS-A	- 42,7 m	8.6	0.2	1.2	16.3	2.5	8.4	49.6	4.7	8.4	100.0
BAS9	BAS-A	- 45,9 m	13.1	0.5	1.8	14.9	1.3	5.5	52.4	6.0	4.5	100.0
BAS10	BAS-A	- 51,1 m	20.5	0.2	2.9	8.7	2.9	18.6	24.8	15.4	6.0	100.0

Tabella 6: i risultati della analisi petrografiche condotte. Le sigle corrispondono a: Q: quarzo; P: plagioclasio; Kf: feldspato potassico; Lva: granuli di rocce vulcaniche acide e subvulcaniche; Lvm: frammenti di rocce vulcaniche mafiche; Lm: frammenti di rocce metamorfiche; Lcd: granuli di rocce dolomitiche; Lcc: granuli di rocce arenacee; Ls: granuli di peliti, di siltiti e di selce.

I dati ottenuti dall'analisi dei campioni provenienti dalla sezione "Canile", insieme alle osservazioni compiute sul campo, hanno permesso di distinguerla in due unità: CNL-A e CNL-B, a partire dal basso. La distinzione si basa principalmente sull'aumento nel contenuto di clasti litici vulcanici nella parte alta, dove si registra anche la comparsa di clasti metamorfici. Nel dettaglio, i campioni CNL-2 e 3 sono caratterizzati dalla presenza di granuli carbonatici, in maggioranza dolomie e calcari a grana fine (*mudstone*), e da frammenti di rocce vulcaniche acide, con inoltre stati rinvenuti granuli di frammenti litici terrigeni. La composizione del sedimento punta ad attribuirne la provenienza dal bacino idrografico dell'Astico. Il campione CNL-1, invece, riflette una sorgente di alimentazione più ampia, che si riflette in un aumento dei frammenti di rocce sedimentarie non-carbonatiche a grana fine. Questo porta ad attribuirne l'origine ad una fase deposizionale in ambiente fluviale legata ad una lingua glaciale che occupava la Valdstico.

Per quanto attiene la sezione "Ponte dei Granatieri", essa è stata suddivisa globalmente in 6 unità stratigrafiche. I campioni provengono da 2 unità intermedie (PDG-B e PDG-C) e dall'unità superiore (PDG-F). I campioni provenienti dalle unità più profonde (PDG-3 e 4) presentano un aumento delle percentuali di quarzo, frammenti di rocce metamorfiche (metamorfismo di basso grado), rocce vulcaniche acide e calcari (*limestone*). I restanti campioni, invece, hanno dimostrato di appartenere alla medesima petrofacies, consentendo quindi la correlazione tra i 2 log orientali della sezione, che non presentano continuità di affioramento. Nel dettaglio essi sono caratterizzati dalle quantità più elevate di rocce metamorfiche di basso grado e da un aumento della frazione calcarea a scapito di quella dolomitica, che diventa in questo caso componente minoritaria. Poiché nel bacino idrografico dell'Astico non vi sono affioramenti significativi del basamento metamorfico, questa unità è caratterizzata da un punto di vista genetico da una sorgente sedimentaria di tipo esotico, probabilmente data da una transfluenza del ghiaccio dell'Adige nella Valdstico. Tale ipotesi è suffragata dalla petrografia dell'arco morenico di Cogollo del Cengio in cui sono presenti clasti di metamorfici (Cucato, 2001)

I campioni provenienti dalla sezione "Rozzola" hanno dimostrato di poter appartenere ad un'unica fase deposizionale, non presentando significative differenze composizionali. Per quanto attiene alla litologia essi sono caratterizzati da una percentuale relativamente alta in quarzo, in rocce metamorfiche di basso grado, in rocce vulcaniche acide e in calcari.

Confrontando i campioni provenienti dalle varie sezione emerge una corrispondenza tra alcuni di essi, nello specifico tra i campioni appartenenti alle unità PDG-B, PDG-C e RZL-A, ragion per cui si può ragionevolmente supporre che esse si siano depositate durante la medesima fase deposizionale.

Nel caso dei campioni provenienti dal carotaggio "Vicenza" sono emersi due raggruppamenti principali, che hanno consentito di definire, dal basso all'alto, le unità stratigrafiche BAS-A e BAS-C. Esse sono separate dall'unità BAS-B la quale è stata distinta dalle precedenti su base granulometrica, essendo essa costituita da intervalli composti da materiale notevolmente più fine, dove non era possibile effettuare analisi petrografiche a causa dell'assenza di sabbie. I campioni provenienti dall'unità basale si suddividono in 2 gruppi. Il primo, che va dalla profondità di 33 m fino alla base della carota, è caratterizzato da alte percentuali di quarzo, frammenti di rocce metamorfiche di basso grado e di rocce vulcaniche acide; a queste si aggiungono abbondanti granuli di rocce dolomitiche e la scarsità di frammenti di rocce calcaree (*limestone*). Il secondo, invece, è compreso tra 28,5 e 33 m di profondità e mostra una composizione estremamente variabile, indice di un mescolamento tra diverse sorgenti di alimentazione. L'unità sommitale, infine, è caratterizzata dalla transizione da una composizione ricca in quarzo e frammenti di rocce metamorfiche di basso grado ad una ricca in carbonati e frammenti di rocce vulcaniche.

Paragonando i campioni prelevati da questo carotaggio con quelli di riferimento ottenuti dai vari corsi d'acqua che solcano la pianura veneta (Garzanti et al., 2006; Monegato et al., 2010b) emergono alcuni dati interessanti. La parte basale dell'unità BAS-A mostra valori compatibili con il bacino idrografico del moderno torrente Leogra/Timonchio, mentre la parte sommitale della medesima unità deriva da un corso

d'acqua che ha composizione paragonabile all'attuale fiume Bacchiglione. Infine, è possibile attribuire la deposizione dell'unità BAS-C inizialmente al torrente Leogra/Timonchio, il cui segnale va via via svanendo in favore di quello tipico del torrente Astico, fino a raggiungere, nei 4 m sommitali, composizioni analoghe a quelle ottenute per l'unità PDG-F.

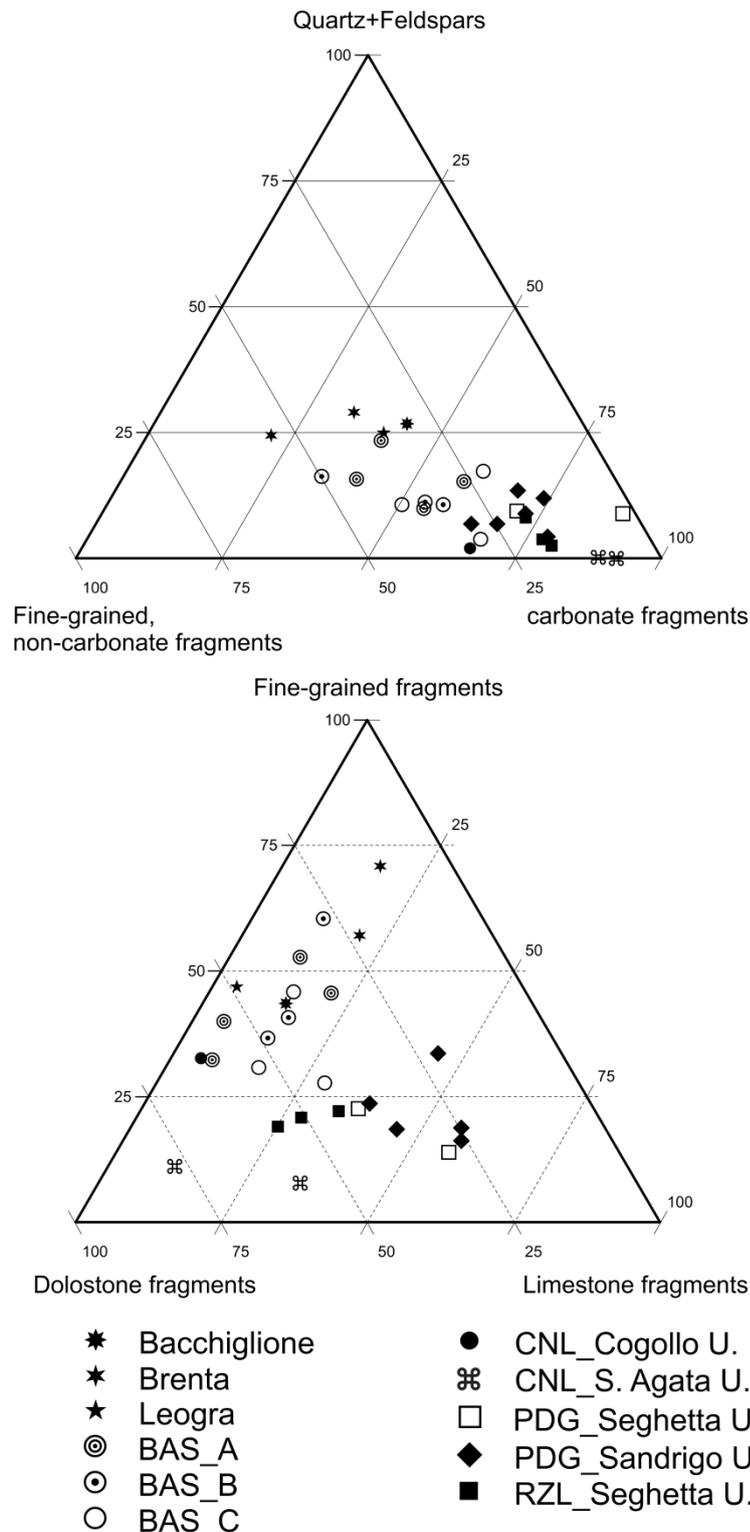


Figura 78: diagrammi triangolari con i risultati dell'analisi petrografica delle sabbie. Per la definizione delle unità si faccia riferimento al capitolo 10.

### 9.3 Datazioni

All'interno dei vari capitoli sono stati presentati i risultati delle datazioni compiute sul materiale incluso in alcuni sedimenti. Nello specifico, sono state presentate 4 date derivanti da analisi al  $^{14}\text{C}$  realizzate nell'ambito di questa tesi (2 nel carotaggio "Villaverla-2", 2 nel carotaggio "Vicenza"), 3 date ottenute per mezzo di analisi al  $^{14}\text{C}$ , fatte eseguire dal Prof. G.B. Castiglioni e dal Dott. Cucato nel 1991 (sezione stratigrafica "Vanzo Vecchio") e 3 indicazioni cronologiche derivanti da dendrocronologia, fatte eseguire sempre dal Prof. Castiglioni e dal Dott. Cucato nel 1991 (sezione stratigrafica "Vanzo Vecchio").

Alcune indicazioni di tipo cronostratigrafico derivano inoltre dai risultati degli studi pollinici, come già diffusamente discusso nel paragrafo 1 del presente capitolo.

Le radiodatazioni compiute nell'ambito di questa tesi sono state realizzate con tecnologia di tipo AMS nel primo semestre del 2011 presso il "CEDAD" (CEntro di DATazione e Diagnostica), laboratorio di datazione gestito dal Gruppo di Fisica Applicata del Dipartimento di Ingegneria dell'Innovazione dell'Università del Salento (Lecce, Italia). Nel caso di quelle ottenute dal Dott. Cucato, invece, la metodologia applicata era di tipo convenzionale e le analisi sono state compiute nel 1992 presso la "Krueger Enterprises, Inc.", sezione laboratori di geocronologia, situata a Cambridge, in Massachusetts (USA). Le datazioni così ottenute sono state calibrate utilizzando il software gratuito Calib (versione 6.0), sviluppato da Stuiver e Reimer nel 1993 e reperibile su internet (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>).

Le analisi dendrocronologiche sono state realizzate nel 1992, presso il Dipartimento di Scienze dell'Ambiente Forestale e delle sue risorse, dell'Università degli Studi della Tuscia; responsabile delle datazioni il Prof. Elio Corona.

La tabella nella pagina seguente riassume i risultati ottenuti:

Codice di laboratorio	Sigla del campione nel testo	Tipo di datazione	Materiale	Profondità di sepoltura (cm d.p.c.)	Quota (m s.l.m.)	Età non calibrata (anni BP)	Età calibrata (anni cal. BP, $2\sigma$ )	Località	Longitude (WGS84)	Latitude (WGS84)
LTL6034A	VLV-03	Radiocarbonio	Materia organica dispersa	195 – 197	51,25	19'572 +/- 60	22'962 – 23'750	Villaverla	11° 31' 47,2"	45° 38' 12,4"
LTL6035A	VLV-07	Radiocarbonio	Frammenti fogliacei	394 – 396	48,86	13'801 +/- 60	16'735 – 17'091	Villaverla	11° 31' 47,2"	46° 38' 12,4"
LTL6036A	BAS-01	Radiocarbonio	Frammenti fogliacei	1815 – 1817	28,8	17'346 +/- 100	20'286 – 21'165	Vicenza	12° 32' 50,2"	45° 32' 49,4"
LTL6038A	BAS-11	Radiocarbonio	Frammenti fogliacei	2240 – 2245	24,6	19'976 +/- 100	23'474 – 24'262	Vicenza	12° 32' 50,2"	46° 32' 49,4"
GX-17984	Camisano 80	Radiocarbonio	Porzione di tronco di quercia caducifolia	400 – 500	17,5 - 16,5	7'965 +/- 95	8'557 – 9'076	Vanzo Vecchio	11° 43' 46"	45° 29' 47"
GX-17033	Camisano 8	Radiocarbonio	Porzione di tronco di quercia caducifolia	500 – 550	16,5 - 16	3'920 +/- 75	4'097 – 4'567	Vanzo Vecchio	11° 43' 46"	45° 29' 47"
	Camisano 4	Dendrocronologia	Rotella di quercia caducifolia	500 – 550	16,5 - 16		2'739 (789 a.C.)	Vanzo Vecchio	11° 43' 46"	45° 29' 47"
	Camisano 13	Dendrocronologia	Rotella di quercia caducifolia	500 – 550	16,5 - 16		4'105 (2'155 a.C.)	Vanzo Vecchio	11° 43' 46"	45° 29' 47"
	Camisano 15	Dendrocronologia	Rotella di quercia caducifolia	500 – 550	16,5 - 16		3'892 (1'942 a.C.)	Vanzo Vecchio	11° 43' 46"	45° 29' 47"
GX-17032	Camisano 19	Radiocarbonio	Porzione di tronco di olmo	Ignota, ≤ 860	16,5 - 16	3'575 +/- 75	3'649 – 4'086	Vanzo Vecchio	11° 43' 46"	45° 29' 47"

Tabella 7: elenco dei campioni dati presentati nella tesi. Sono indicate le varie peculiarità di ognuno, oltre al metodo di analisi utilizzato.

Analizzando i dati ottenuti, si può osservare come i campioni datati ottenuti dal carotaggio “Villaverla” presentino un’evidente inversione (sono state effettuate verifiche per escludere l’influenza di errore umano nella fase di campionamento o di analisi). Le osservazioni condotte sulla carota portano ad escludere una contaminazione del sedimento campionato più in profondità da parte di materiale più giovane, non essendo presenti evidenze di apparati radicali o di migrazione di materia organica dagli strati superiori. Risulta più convincente l’ipotesi che il materiale alla sommità sia stato rimaneggiato da sedimenti più antichi, ipotesi questa che viene supportata dalla natura abbastanza grossolana della matrice, indice di un processo potenzialmente erosivo. Da un punto di vista cronologico, le date indicano l’appartenenza del deposito al periodo Tardoglaciale, con un rimaneggiamento di materiale legato ad una fase deposizionale dell’LGM.

Al contrario, le date del sondaggio “Vicenza” hanno una distribuzione età/profondità corretta; cronologicamente tale intervallo deposizionale si colloca in una fase avanzata dell’LGM.

Nel caso della sezione di Vanzo Vecchio sono presenti un gran numero di date provenienti da intervalli paragonabili, ma estremamente discordanti tra loro; anche in questo caso si è verificato che nella fase di campionamento e analisi non fossero stati compiuti errori o si siano incontrate difficoltà con il materiale. In particolar modo risultano al di fuori della sequenza i campioni Camisano 80 (troppo vecchio) e Camisano 4 (troppo giovane). Dato che la granulometria del sedimento è estremamente grossolana, si può ipotizzare che vi siano stati fenomeni di erosione e rimaneggiamento di materiali più antichi, già depositi. Ai fini di una identificazione del momento di formazione del deposito, questa spiegazione porta quindi ad escludere il campione Camisano 80, che oltre ad essere il più vecchio è anche quello collocato più in alto nella sequenza stratigrafica. Diverso ragionamento bisogna compiere per le date rimanenti. Esse appaiono essere grossomodo concordanti tra loro, essendo incluse in un intervallo temporale che va da circa 3’900 a 4’600 anni dal presente, con l’eccezione del summenzionato campione Camisano 4, datato 2’739 anni BP, che risulta posizionato nel medesimo intervallo stratigrafico. Il metodo di datazione cui è stato sottoposto il campione in oggetto è estremamente affidabile, ed esclude la possibilità di influssi esterni sul materiale, che abbiano condotto ad una tale sottostima dell’età. Si può ipotizzare quindi che i campioni siano stati depositi durante un evento deposizionale legato ad una piena di dimensioni particolarmente elevate, che ha strappato sedimento già depositato da almeno 1’000 anni. La competenza necessaria ad un’operazione di tale portata (i tronchi presentano diametro pluri-decimetrico) indica come probabile fattore del fenomeno un corso d’acqua di dimensioni notevoli, quale il fiume Brenta, che all’epoca potenzialmente scorreva con andamento simile all’attuale fino a Piazzola sul Brenta (Pellegrini et al., 1984) salvo poi scorrere, dubitativamente, all’interno della fascia di meandri denominata di Veggiano-Selvazzano (Mozzi et al., 2010). Tale ipotesi potrebbe quindi giustificare anche il rimaneggiamento del materiale più antico, essendo esso contemporaneo alla fase di aggradazione principale di detta fascia (Mozzi et al., 2010).

## 9.4 Interpretazioni di sezioni e sondaggi

In questa sezione vengono discusse le interpretazioni e le correlazioni delle sezioni stratigrafiche e dei carotaggi, sulla base delle descrizioni di campagna (si vedano i capitoli 4 e 5), integrate con gli elementi emersi dalle analisi petrografiche e palinologiche, appena discussi nelle precedenti sezioni del presente capitolo, e con le osservazioni derivanti dal telerilevamento.

I dati verranno trattati secondo disposizione geografica, da nord a sud, in modo tale da fornire un quadro chiaro delle diverse situazioni individuate.

La sezione “Canile” è stata suddivisa in 2 distinte unità stratigrafiche: CNL-A, basale, spessa 12 m, e CNL-B, sommitale, ampia circa 35 m. Come si evince dalla descrizione, il sedimento è stato deposto in entrambi i casi in regine di trasporto fluviale. La differenziazione è determinata, oltre che dall’aumento della granulometria dei clasti nella parte sommitale, anche dalla petrografia della frazione sabbiosa. Analizzandola nel dettaglio, infatti, si può intuire che, mentre l’unità basale ha caratteristiche di deposizione fluviale in contesto interglaciale paragonabile all’attuale, l’unità sommitale è costituita da depositi fluvioglaciali deposti durante un periodo glaciale, com’è testimoniato dalla presenza di litologie alloctone rispetto al bacino idrografico dell’Astico. A supporto di questa ipotesi concorrono le osservazioni condotte tramite telerilevamento: la superficie sommitale dell’unità CNL-B, infatti, corrisponde alla superficie topografica della Valdastico esterna all’incisione fluviale. Tale piana, come già affermato da Bartolomei (1976) e Cucato (2001), corrisponde al *sandur* LGM, su cui è possibile tuttora osservare la presenza di due incisioni date dagli scaricatori glaciali attivi a quel tempo (si veda il paragrafo 8.1).

La sezione “Ponte dei Granatieri” accorpa al suo interno un numero di unità decisamente più alto rispetto a quella precedente, essendo testimonianza, come vedremo, di una storia evolutiva più lunga e complessa. Le unità sono caratterizzate dalla sigla della sezione (PDG) e da una lettera maiuscola progressiva, a partire dal basso verso l’alto.

L’unità basale (PDG-A), in ragione delle caratteristiche che presenta in affioramento, sopra tutte il sovraconsolidamento dei sedimenti e la loro deformazione, è attribuibile ad un contesto di deposizione in regime glaciofluviale e glaciolacustre, successivamente interessato da glaciotettonica, non essendoci in questa zona strutture tettoniche attive, su scala quaternaria, che possano essere responsabili della deformazione riscontrata.

L’unità PDG-B presenta situazione analoga, con la differenza che la natura più fine del sedimento, le laminazioni che esso presenta e l’elevata inclinazione delle lamine con l’orizzontale portano ad ipotizzare un contesto di contatto glaciale. Il sedimento avrebbe infatti subito un basculamento verso il centro della valle, in risposta alla diminuzione del supporto laterale del ghiacciaio, dovuto al ritirarsi dello stesso. Anche in questo caso sono presenti deformazioni e sovraconsolidazione del sedimento imputabili a glaciotettonica.

L’intervallo stratigrafico sovrastante (PDG-C) è caratterizzato da deposizione del sedimento in ambiente lacustre, testimoniato dalla granulometria e dalle laminazioni che esso presenta. Anche in questo caso l’inclinazione delle laminazioni porta ad ipotizzare una deformazione di tipo soffice in risposta allo scioglimento del ghiaccio che ne costituiva il supporto laterale. Questa ipotesi è suffragata dalle analisi palinologiche condotte sull’intervallo, che testimoniano una iniziale deposizione durante una fase glaciale del Pleistocene medio (potenzialmente il MIS 6, come detto nel paragrafo 9.1), cui ha fatto seguito un periodo più caldo, compreso tra la Termination II e l’LGM, durante il quale la deposizione avveniva probabilmente in un contesto più palustre, visto l’alto contenuto in materia organica del sedimento.

L’unità PDG-D presenta alternanze di sedimenti fini e strati più grossolani, privi di un’organizzazione evidente. Queste caratteristiche spingono ad inserire l’unità in un contesto di conoide alluvionale (la frazione grossolana), i cui sedimenti sono inframezzati da depositi colluviali fini derivanti da rimaneggiamento di materiale pedogenizzato, affiorante presumibilmente sui fianchi della valle.

L'alimentazione di questo sistema, in ragione della litologia alquanto monotona, è attribuibile ad un contesto di versante locale, con alimentazione dal fianco meridionale dell'adiacente Altopiano dei Sette Comuni.

La seguente unità PDG-E termina in corrispondenza della superficie topografica principale della Valdastico, vale a dire il *sandur* LGM precedentemente menzionato nel caso dell'unità CNL-B. L'attribuzione ad un contesto di tipo fluvio-glaciale e la correlazione di quest'unità con la CNL-B è supportata dalla presenza di litologie miste, carbonatiche e vulcaniche, oltre alla granulometria ed all'organizzazione del sedimento, tipiche di deposizione in ambiente fluviale ad alta energia.

L'unità PDG-F è "incastrata" all'interno della profonda incisione fluviale che l'Astico ha scavato a valle delle morene LGM. La genesi è evidentemente attribuibile ad un contesto di tipo fluviale, in ragione di granulometria e strutture sedimentarie, in cui il flusso del corso d'acqua scorreva all'interno della forra parzialmente riempita, trovandosi ad una quota maggiore rispetto all'alveo attuale. La composizione petrografica riflette una composizione litologica tipica del bacino dell'Astico. Queste particolarità portano a collocare temporalmente la deposizione di quest'unità nel periodo di incisione del *sandur* successivo al ritiro del ghiacciaio dell'Astico. Questo fenomeno di incisione al momento del ritiro dei ghiacciai della fronti terminali è comune ai principali corsi d'acqua della pianura Veneto-Friulana, quali il Brenta (Mozzi, 2005), il Tagliamento (Monegato et al., 2010a) e il Piave (Carton et al., 2009)..

La sezione "Rozzola" è costituita da 3 unità stratigrafiche: RZL-A, RZL-B e RZL-C, dal basso verso l'alto.

L'unità basale (RZL-A), in ragione delle caratteristiche che presenta in affioramento, sopra tutte il sovraconsolidamento dei sedimenti e la loro deformazione, è attribuibile ad un contesto di deposizione in regime glaciofluviale e glaciolacustre, successivamente interessato da glaciotettonica, non essendoci in questa zona strutture tettoniche attive, su scala quaternaria, che possano essere responsabili della deformazione riscontrata. La presenza di inclinazioni delle lamine negli strati fini sembra indicare una situazione paragonabile a quella riscontrata nell'unità PDG-B, con deformazione soffice del sedimento per mancanza di supporto laterale da parte del ghiacciaio, presente al momento della deposizione.

L'unità soprastante (RZL-B) mostra evidenti strutture sedimentarie indicatrici di deposizione in contesto di tipo fluviale di alta energia (*braided*). Anche in questo caso le varie inclinazioni dei set in cui è organizzato il sedimento spingono ad ipotizzare un contesto di contatto glaciale, con variazioni frequenti di supporto laterale.

Il sedimento dell'unità sommitale (RZL-C), in ragione della composizione quasi monolitologica, unita alla forma dei clasti ed alla loro mancanza di organizzazione, porta a concludere che la deposizione sia avvenuta in contesto di conoide locale, alimentato dal soprastante versante di raccordo con l'Altopiano dei sette Comuni. Questa ipotesi è suffragata dai dati telerilevati, la tipica forma a cono del deposito è infatti ben visibile dalle foto aeree.

I carotaggi meccanici "Sandrigo", pur se realizzati per scopi prettamente geofisici, mostrano comunque sufficienti dati per un'interpretazione di tipo genetico/evolutivo. Da un punto geomorfologico essi si collocano nell'area di alta pianura, in prossimità dell'attuale sbocco in pianura del torrente Astico.

Il sondaggio settentrionale (SMR-2), è stato suddiviso in 2 unità stratigrafiche: SMR2-A e SMR2-B, elencate dal basso all'alto. L'unità basale (SMR-A) poggia su estende da -36,2 m a fino al limite del sedimento con il substrato, vale a dire - 49,3 m dal piano campagna. Essa è caratterizzata dalla presenza di sedimenti fini (limi e argille) caratterizzati da inclusi provenienti dal substrato locale, e da sporadiche intercalazioni di materiale più grossolano. Questa associazione punta a definire un contesto deposizionale di piana alluvionale, con un corso d'acqua che raggiungeva sporadicamente l'area, altrimenti soggetta alla sedimentazione di materiale fine durante gli eventi di tracimazione di detto corso d'acqua. L'unità superiore è, invece, costituita da sedimenti grossolani (sabbie e ghiaie) tipiche di un ambiente deposizionale a più alta energia. Sia globalmente che limitatamente all'unità SMR2-B, questo sondaggio

mostra un trend di tipo coarsening upward, che sta ad indicare un aumento della vicinanza, o della portata, del corso d'acqua responsabile della deposizione del sedimento. Tale corpo idrico è facilmente riconducibile alla parte terminale della Valdastico, quindi al torrente Astico, quando esso scorreva lungo il corso attuale, o al torrente Chiavona, attualmente tributario dell'Astico nei pressi di Calvene. Le caratteristiche dello strato sedimentario sommitale dell'unità SMR2-A porta ad ipotizzare che una prolungata stasi della sedimentazione sia intercorsa tra le 2 unità stratigrafiche, indice questo, probabilmente, del fatto che il torrente Astico fluiva in pianura secondo un percorso differente dall'attuale, vale a dire attraverso l'area compresa tra gli abitati di Piovene Rocchette e Chiuppano.

Diversamente da quanto accade per il sondaggio appena descritto, nel caso di SMR-3, collocato circa 500 m a sud-est del precedente, non è stato possibile distinguere con chiarezza la presenza di unità distinte. Anche la litologia dei clasti non contribuisce ad individuare distinzioni, essendo essi costituiti in prevalenza da rocce tipiche del bacino idrografico dei torrenti Astico e Chiavona. Si ipotizza quindi, viste le quote relative delle bocche pozzo dei sondaggi e le diverse profondità (SMR-3 è profonda 43 m, a fronte dei 50 di SMR-2), che in questa zona il flusso dell'Astico abbia eroso i sedimenti più antichi corrispondenti all'unità SMR2-A, per uno spessore di almeno 5 – 6 m.

I sondaggi geoelettrici realizzati nella stessa area (si veda il capitolo 7) contribuiscono a meglio caratterizzare il quadro evolutivo e paleogeografico di quest'area. Osservando i risultati degli stendimenti elettrici "Breganze" e "Sandrigo" appare evidente che l'andamento del substrato è oltremodo irregolare. Nel breve spazio di 700 m circa da nord a sud, infatti, l'interfaccia tra substrato e sedimenti sciolti passa dall'essere quasi affiorante (sondaggi BRG-1 e BRG-2) a trovarsi ad una profondità di circa 45 m, compatibile con quanto rinvenuto nel vicino sondaggio SMR-2. Osservandone inoltre l'andamento secondo una direzione est-ovest (tutti i sondaggi BRG) si nota un trend di approfondimento anche verso est. Sintetizzando gli elementi emersi, dunque, la superficie del substrato sembra essere solcata da un'incisione con andamento grossomodo parallelo alla sponda sinistra dell'Astico, che si approfondisce rapidamente sia in direzione sud che in direzione est.

I sondaggi "Marano Vicentino", sebbene anch'essi situati nell'alta pianura vicentina, sono collocati circa 10 km ad ovest dei sondaggi appena descritti e ricadono perciò in un corpo sedimentario che ha il proprio apice nella media Valdastico, tra gli abitati di Piovene Rocchette e Chiuppano. Dalle stratigrafie ottenute non si riescono purtroppo ad individuare trend evolutivi ben evidenti. La sedimentazione segue infatti la tipologia tipica dell'alta pianura alluvionale, caratterizzata da corsi fluviali ad alta energia di tipo *braided*. Sono stati infatti rinvenuti per tutta la profondità dei 3 carotaggi (100 m) vari strati di ghiaia sovrapposti, alternati a sporadici intervalli di sedimenti più fini dati da depositi di tracimazione.

Nella fascia dell'alta pianura vicentina sono state descritti affioramenti della pianura provenienti da numerose cave (per la descrizione dettagliata si veda il capitolo 6), per una profondità media collocabile tra -22 e -5 m dall'attuale superficie della pianura. I dati osservati mostrano un ambiente deposizionale a media/alta energia, con strutture sedimentarie attribuibili a corsi d'acqua ghiaiosi di tipo *braided*. In alcuni degli spaccati è stato individuato un intervallo situato ad una profondità media di circa 15 m dal piano campagna. Esso è caratterizzato da una concentrazione notevole di litologie vulcaniche, e separa due domini sedimentari caratterizzati, al di sotto, da clasti vulcanici macroscopici estremamente scarsi e, al di sopra, presenti in quantità apprezzabile. Questo elemento potrebbe essere indicatore di un'occlusione della media Valdastico tale per cui il torrente Astico perdeva capacità di trasporto a monte delle cave, determinando la deposizione dell'unità sedimentaria inferiore, caratterizzata dalle litologie presenti a sud di questo ipotetico sbarramento, quindi quelle dell'Altopiano dei Sette Comuni, dei rilievi del Monte Summano e delle colline prealpine situate ad est di Chiuppano. Tale ipotesi ha però carattere dubitativo, non essendo disponibili analisi petrografiche di dettaglio, continuità tra gli affioramenti e ubiquità di detto livello.

I sondaggi “Villaverla” sono situati poco a nord del limite superiore della fascia delle risorgive, quindi alle estreme propaggini meridionali dell’alta pianura, circa 4 km più a sud rispetto ai sondaggi di Marano Vicentino e Sandrigo. Da un punto di vista genetico i sedimenti sono quelli tipici di piana alluvionale, con alternanze di strati a granulometria ghiaiosa/sabbiosa legati all’attività fluviale (corpi di canale), e intervalli più fini e ad alto contenuto organico (piana di esondazione). Le radiodatazioni condotte su 2 campioni provenienti dal carotaggio VLV-2 identificano questa porzione di pianura come attiva durante il periodo Tardoglaciale, con un rimaneggiamento di materiale legato ad una fase deposizionale dell’LGM. L’utilizzo del telerilevamento, in particolar modo l’osservazione dell’andamento delle pendenze, ha permesso di collocare il sondaggio in prossimità del margine meridionale del corpo deposizionale legato all’Astico che ha il suo apice presso l’attuale sbocco in pianura.

Il sondaggio “Vicenza”, come precedentemente affermato nel paragrafo sulle analisi petrografiche dell’attuale capitolo, è stato suddiviso in 3 unità stratigrafiche: BAS-A, BAS-B e BAS-C, procedendo dal basso verso l’alto. I 3,8 m sommitali derivano dall’accumulo di depositi archeologici e riporti antropici.

L’unità basale (BAS-A; da -52 a -28,5 m d.p.c.) è caratterizzata da un trend sedimentario globalmente di tipo fining upward (si passa dalle ghiaie alle sabbie, con sporadici intervalli limosi), attribuibile ad una sequenza di depositi fluviali, inframezzati da intercalazioni di sedimenti fini di piana alluvionale. La composizione litologica del sedimento ne indica la provenienza dal bacino idrografico dei torrenti Leogra/Timonchio.

L’unità centrale (BAS-B; da -28,5 a 18 m d.p.c.) è stata originata dalla deposizione di sedimenti fini di piana alluvionale, localmente evolutisi in aree paludose. Le radiodatazioni, condotte su questo intervallo ne escludono il rimaneggiamento ad opera di eventi successivi, dato che presentano polarità corretta e riconducono a tassi di sedimentazione coerenti con un ambiente di piana alluvionale.

L’unità sommitale (BAS-C; da -18 a -3,8 m d.p.c.) mostra anch’essa un trend di tipo fining upward, come le caso dell’unità basale. I sedimenti conducono quindi ad ipotizzare una deposizione di corpi di canale ghiaiosi e sabbiosi, sigillati da 5 m di sedimenti fini di piana alluvionale.

Al di sopra di queste unità stratigrafiche sono stati rinvenuti i summenzionati depositi antropici, legati alla frequentazione di Vicenza da parte dell’uomo, fatto avvenuto a partire dall’Età del Bronzo fino al Medioevo (Rigoni, 1987).

I sondaggi di Piazzola sul Brenta (sigle RB-1, quello più settentrionale, e PM-1, quelle meridionale) offrono uno spaccato tipico della sedimentazione in ambiente di piana alluvionale.

Nel caso di RB-1, sono stati riconosciuti alla base (unità RB-A) intervalli sedimentari legati a deposizione di corpi di canale ghiaiosi e sabbiosi, in particolar modo nei 3 m basali e nell’intervallo compreso tra 16,3 e -12,55 m d.p.c., intervallati da materiale fine tipico di ambiente di piana di esondazione. Sono inoltre presenti alcuni intervalli estremamente fini e ad alto contenuto organico (dal basso all’alto, profondità espresse in m d.p.c.: 28,33 - 28,41, 27,55 - 27,66, 27,48 - 27,51, 21,80 - 21,95, 18,14 - 18,18, 10,05 - 10,18 e 9,28 - 9,46), riconducibili a contesti di tipo palustre. Quest’unità termina a 8,98 m d.p.c., dove inizia una sequenza (unità RB-B) caratterizzata da depositi attribuibili a deposizione di materiale in contesto di alveo fluviale, con un trend coarsening upward. Infine, al di sopra di questo spesso corpo sedimentario grossolano, a partire cioè da 2,55 m d.p.c., si ha un’unità sedimentaria (RB-C) in cui si registra una progressiva diminuzione della granulometria con la transizione ad un regime deposizionale dominato da sabbie fine e limo a trend fining upward, indicatore di deposizione in ambiente di piana alluvionale, in posizione via via più distale rispetto al corso d’acqua.

Per quanto attiene PM-1, la situazione appare essere estremamente più monotona. Si assiste, infatti, ad una sequenza continua di sedimenti di piana alluvionale, più o meno distale, interrotti unicamente da 2 corpi di canale e da 3 intervalli torbosi (al basso all’alto, profondità espresse in m d.p.c.: 14,15 - 14,24, 13,45 - 13,55 e 9,00 - 9,09). I corpi di canale sono caratterizzati da un andamento fining upward si sedimenti che appartengono alla classe granulometrica delle sabbie, localizzati tra 20 e 18 m d.p.c. e tra

17,35 e 15,75 m d.p.c.. Alla sommità del sondaggio, a partire quindi da 2 m d.p.c. fino 0,55 m d.p.c. (la parte soprastante è costituita da riporto antropico e materiale alterato da pratiche agricole) è presente un suolo, caratterizzato dalla successione, a partire dall'alto verso il basso, degli orizzonti Bw, Bk e C.

Cercando di correlare questi sondaggi tra loro, assume particolare importanza il suolo situato alla sommità di PM-1. Esso, infatti, possiede caratteristiche atte a definirlo come un tipico suolo calcico conosciuto nella Pianura Veneto-Friulana con il nome di "caranto"; esso rappresenta un sicuro indicatore stratigrafico del limite tra Pleistocene ed Olocene (Mozzi et al., 2003; Fontana et al., 2008). Tale orizzonte pedologico si è potuto sviluppare in seguito all'incisione apicale dei megafan avvenuta alla fine dell'LGM (Mozzi et al., 2005; Fontana et al., 2008; Carton et al., 2009), che ha causato la disattivazione di grandi porzioni della pianura, permettendo così lo sviluppo di suoli di tipo calcico. Poiché di questo importante indicatore non c'è traccia nel sondaggio RB-1, è possibile ipotizzare che il corpo sedimentario di canale (unità RB-B) presente alla sommità sia indicatore di attività fluviale erosiva intensa avvenuta durante il Tardoglaciale e l'Olocene inferiore a seguito, appunto, dell'incisione della pianura post-LGM. Il sondaggio RB-1 pare dunque ricadere all'interno dell'incisione postglaciale, che ha eroso circa 9 m di materiale ed è stata successivamente colmata. Questa ipotesi evolutiva trova supporto in numerosi lavori già precedentemente citati, nello specifico per l'area interessata si ricorda Mozzi et al. (2005); la profondità dell'incisione risulta compatibile con quanto riportato esserci più a monte, nei pressi dell'abitato di Bassano del Grappa, dove è presente una scarpata erosiva di circa 20 m.

Osservando la stratigrafia dei sondaggi al di sotto di questo livello erosivo, una possibile correlazione può essere individuata confrontando le profondità dei livelli organici sommitali, collocati tra 9 e 10 m d.p.c. in entrambi i casi. Questo dato concorre a sostenere la teoria che la storia sedimentaria al di sotto dei 9 m sia comune per entrambi i sondaggi.

La sezione di Vanzo Vecchio è situata in un'area di bassa pianura, in prossimità dell'abitato di Camisano Vicentino e del corso attuale del fiume Brenta. Le indagini effettuate non hanno permesso di trarre conclusioni definitive sull'ambiente deposizionale dei sedimenti ghiaiosi e sabbiosi descritti. Pare tuttavia plausibile il riferimento ad un ambiente caratterizzato dalla presenza di un corso d'acqua ad elevata energia, individuabile con il Brenta. Tale ipotesi è altresì suffragata da telerilevamento: l'andamento della paleoidrografia circostante, infatti, mostra un pattern riconosciuto come tipico di questo fiume, caratterizzato da tracce fluviali di dimensioni maggiori rispetto a quelle dell'Astico e del Bacchiglione. A ulteriore supporto contribuisce la posizione geografica, che appare essere troppo orientale per essere dovuta al torrente Astico, e troppo settentrionale per il fiume Bacchiglione. Le radiodazioni suggeriscono che la deposizione del corpo sabbioso-ghiaioso sommitale (spessore di 5 – 6 m) si sia protratta almeno sino a 2'739 anni cal BP, secondo quanto indicato dal campione rinvenuto più giovane, datato con la dendrocronologia.

Secondo quanto riassunto da Mozzi et al. (2010), la fascia di meandri denominata di Veggiano-Selvazzano, che ha inizio circa 5 km a sud della sezione è attribuibile al fiume Brenta ed era attiva sicuramente durante il II millennio a.C. e dubitativamente fino al 5° secolo d.C. (questa indicazione deriva da una singola data al radiocarbonio). La corrispondenza tra la maggioranza delle datazioni riportate dai campioni di Vanzo Vecchio, che si collocano per l'appunto tra la metà del III e la metà del II millennio a.C., con la maggioranza delle date riportate per la fascia di meandri, unita all'ulteriore data "giovane", che si va ad aggiungere a quella riportata da Mozzi et al. (2010) porta alla formulazione di ulteriori ipotesi. Innanzitutto, si può ragionevolmente ritenere dunque che i tracciati della fascia di meandri e della sezione in oggetto fossero al tempo collegati, data la corrispondenza di date. Per quanto attiene il periodo della frequentazione da parte del Brenta di questo tracciato si può ragionevolmente ritenere che detto fiume abbia mantenuto tale corso fino almeno all'Età del Ferro e all'Età Romana, periodo corrispondente alle date più recenti.

## 10 Sintesi dei dati

In questo capitolo verranno inserite le considerazioni finali della tesi, che contemplano un procedimento di sintesi di tutti i dati finora presentati e discussi. Per ogni sezione sono inserite rappresentazioni schematiche dell'argomento trattato, in modo tale da facilitarne la comprensione.

### 10.1 Unità stratigrafiche nella bassa Valdastico

Le analisi compiute consentono di raggruppare il sedimento in unità stratigrafiche, definite in modo tale da raggruppare sedimenti coevi ed attribuibili alla stessa fase deposizionale.

Per il nome delle unità ci si è basati, per quanto possibile, sulla nomenclatura precedentemente definita da Cucato (2001), e sono state così definite, a partire dalla più antica:

- “Seghetta”: questa unità racchiude i sedimenti attribuiti a contesti glaciofluviali e glaciolacustri, con evidenze di glaciotettonica. Vengono quindi incluse in essa le sub-unità: PDG-A, PDG-B, PDG-C, RZL-A e RZL-B. L'unità in oggetto è temporalmente associabile, grazie ai dati ricavati dalle analisi polliniche condotte su PDG-C, ad una fase glaciale del Pleistocene medio, potenzialmente il MIS 6. L'intervallo paludoso sito alla sommità dell'unità PDG-C, la cui formazione viene attribuita dalle analisi polliniche all'ultimo interglaciale, è stato inserito all'interno di questa unità, dato l'apparente breve *hiatus* sedimentario che lo separa dalla sottostante sequenza di PDG-C e la mancanza di altri affioramenti riconducibili alla stessa fase.
- “Galain”: la presente unità stratigrafica raggruppa i sedimenti legati a contesti deposizionali di versante, nel dettaglio colluvi e depositi di conoide (PDG-D e RZL-C) che sono stati rinvenuti alla sommità delle sub-unità precedentemente inserite all'interno dell'unità Seghetta. Le analisi petrografiche, insieme alle strutture sedimentarie, ne attribuiscono il bacino di alimentazione al vicino ( $\approx 5$  km) versante meridionale dell'Altopiano dei Sette Comuni, che qui presenta un ripido versante con dislivello di circa 800 m. Cucato (2001) ha riconosciuto e mappato estensivamente questi depositi, da lui inseriti però in un'unità di rango più ampio (“Unità di Caltrano”) che in questo caso si preferisce abbandonare, in favore di una maggiore risoluzione. La posizione stratigrafica colloca temporalmente la deposizione di questi sedimenti in un periodo successivo alla deposizione della parte sommitale di PDG-C, quindi al più tardi durante l'ultimo interglaciale.
- “S. Agata”: questa unità accoglie i sedimenti di origine fluviale descritti alla base della sezione del Canile (CNL-A), poggianti sul substrato dolomitico. Cucato (2001) descrive in più affioramenti siti a nord della sezione del Canile un deposito con tipologie analoghe, localmente misto a depositi legati a dinamiche di versante. Esso viene descritto come invariabilmente compreso tra l'unità “Cogollo” (si veda sotto) e il substrato, con l'eccezione di un unico caso in cui l'unità in questione poggia con una superficie erosiva su di una lente (spessore pari a 6 m) di till e materiale glaciofluviale sovraconsolidato. Le caratteristiche del sedimento, in particolar modo l'assenza di sovraconsolidazione e di glaciotettonica, oltre alle osservazioni appena riportate, porta ad attribuire questa unità ad un periodo temporale successivo alla deposizione della parte sommitale di PDG-C, quindi al più tardi durante l'ultimo interglaciale, similmente a quanto accade per l'unità Galain. Non essendoci punti di contatto tra i sedimenti appartenenti quest'ultima unità e la S. Agata, non si è ritenuto opportuno accorparle, ma è ragionevolmente ipotizzabile che esse siano contemporanee.
- “Cogollo”: nella sezione del Ponte dei Granatieri, l'unità Galain è sepolta da ghiaie di origine glaciofluviale (PDG-E), il cui limite superiore corrisponde alla superficie topografica principale della Valdastico. Come detto nel capitolo precedente, questo intervallo stratigrafico corrisponde

al sandur glaciale collegato alle morene frontali di Cogollo del Cengio, attribuite all’LGM. In quest’unità, per effetto delle correlazioni esposte e discusse nel capitolo precedente, è dunque stata inserita anche la sub-unità CNL-B. L’affiorare di CNL-B sulla sponda sinistra dell’incisione dell’Astico punta quindi ad ipotizzare che l’unità stratigrafica in oggetto, oltre a riempire la media Valdastico, sigillando i depositi preesistenti, continuasse verso valle lungo l’apertura compresa tra Piovene Rocchette e Chiuppano. Non si può comunque escludere del tutto che fosse attivo anche un ulteriore scaricatore lungo l’attuale corso del torrente.

- “Sandrigo”: questa unità raccoglie quei sedimenti di origine fluviale che si collocano temporalmente dopo l’LGM (PDG-F). Essi sono legati intrinsecamente all’incisione del *sandur* successiva al momento di acme del periodo glaciale, mostrando infatti segni di rimaneggiamento dei sedimenti di origine glaciale attribuibili all’unità Cogollo. Ad essa sono stati attribuiti, per corrispondenza nell’andamento delle quote, anche vari terrazzi fluviali osservabili all’interno dell’incisione dell’Astico, situati a valle della sezione del Canile (figura sottostante).

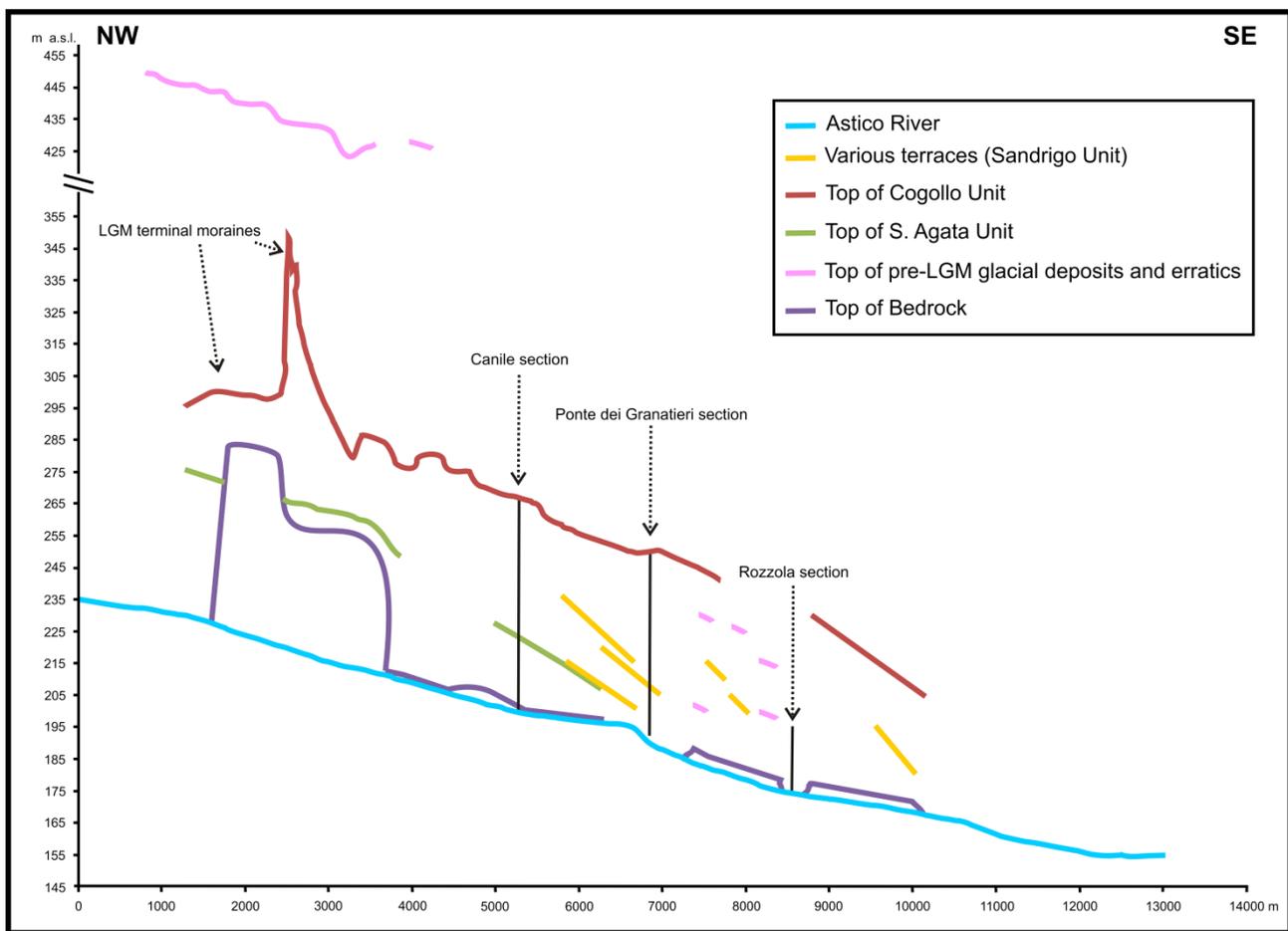


Figura 79: profilo longitudinale della media Valdastico lungo il corso del fiume. Vengono riportate le quote delle varie unità stratigrafiche riconosciute in campagna o individuate da telerilevamento. Per la collocazione si veda la figura 74.

Alle unità finora descritte ne è stata aggiunta un’altra, i cui affioramenti sono descritti in bibliografia ed oggi non più visibili (Bartolomei, 1976; Cucato, 2001):

- “Camisino”: questa unità racchiude vari affioramenti di till di alloggiamento compreso tra 180 e 220 m sul livello del mare, quindi in posizione stratigrafica sottostante all’unità “Seghetta”, rinvenuto a valle del Ponte dei Granatieri. Il limite superiore di questo intervallo stratigrafico è invariabilmente con un ampio deposito di frana, che costituisce altresì il limite inferiore dell’unità PDG-A rinvenuta nel log occidentale di detta sezione (Cucato, comunicazione orale).

Tale deposito di frana pare presentare una superficie superiore che si riferisce essere particolarmente alterata, ed è quindi considerata non come un evento accidentale compreso all'interno di uno stesso evento glaciale, dato dalle unità Seghetta e Camisino, ma testimonierebbe bensì un intervallo temporale prolungato tra di esse. Le unità sono state distinte sulla base di questa interpretazione. L'unità Camisino diventa quindi testimonianza di una fase glaciale del Pleistocene medio.

Per ragioni di completezza bisogna inserire nel quadro stratigrafico i depositi glaciali pre-LGM descritti da Bartolomei (1976) e Cucato (2001). Gli autori li descrivono come vari piccoli affioramenti di origine glaciale ricchi in porfiriti, localizzati sul fianco settentrionale del monte Summano, alla quota di circa 325 m s.l.m., e sul fianco sinistro della Valdastico, compresi tra 380 e 450 m s.l.m. La posizione e la quota, decisamente più elevata rispetto a quella raggiunta dalle morene frontali LGM, spingono ad attribuire questi depositi ad una fase glaciale antecedente l'LGM. Non essendo però possibile definirli in modo migliore essi sono stati accorpati come "Depositi glaciali pre-LGM". A titolo speculativo si presenta la possibilità che siano correlati alla fase glaciale responsabile della deposizione dell'unità Camisino ma, in assenza di correlazioni tra i depositi e/o di datazioni condotte su questi sedimenti, non vi sono elementi a supporto di questa ipotesi. Le considerazioni finora condotte sono state sintetizzate nel sottostante schema stratigrafico.

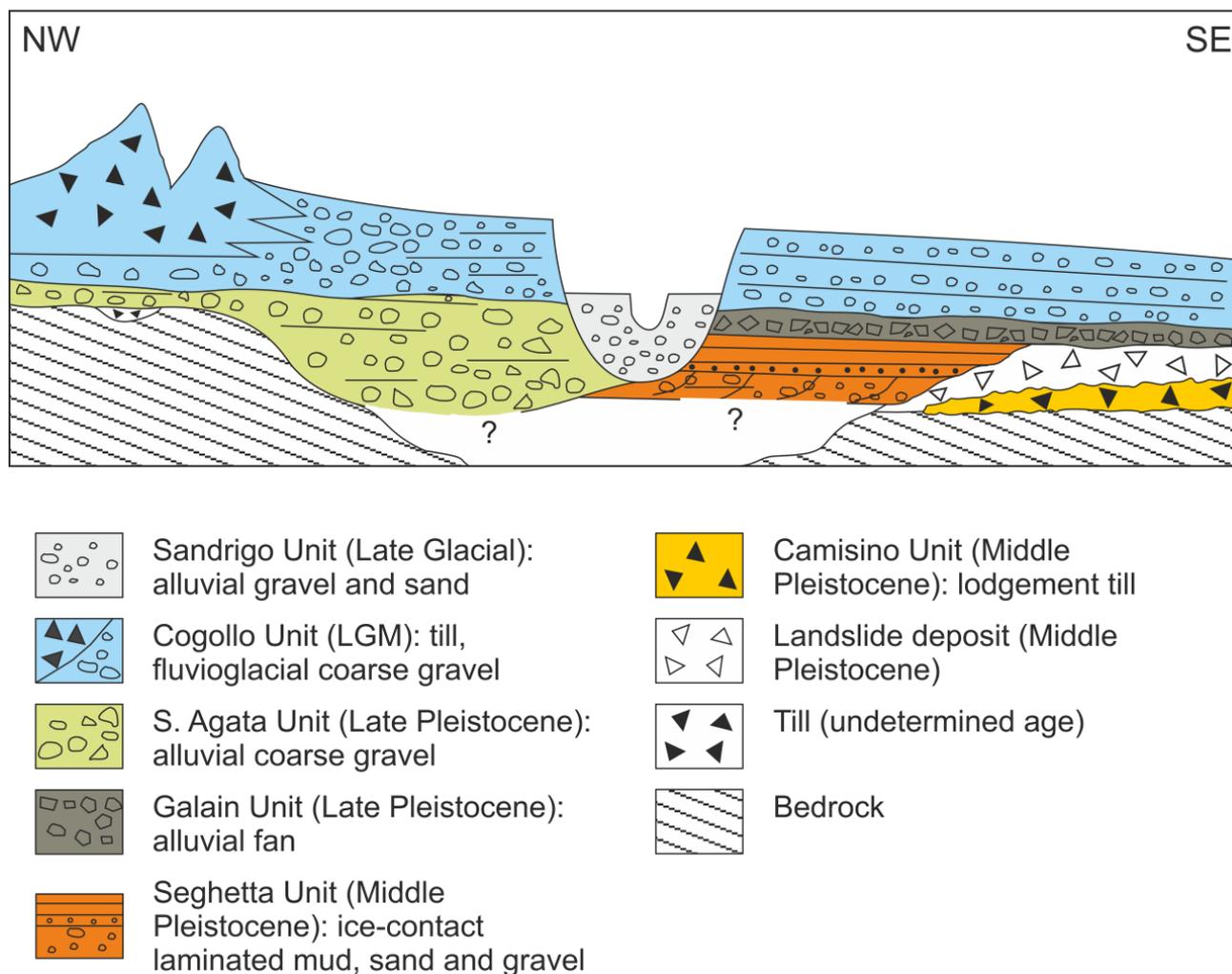


Figura 80: schema stratigrafico dei depositi pleistocenici della media Valdastico.

## 10.2 Modello evolutivo generale e connessioni con la pianura

Le indicazioni derivanti dalla sintesi stratigrafica descritta nel paragrafo appena trascorso, unite alle considerazioni presentate nel capitolo precedente all'attuale, permettono di formulare un modello evolutivo generale dell'area di tesi, tentando una correlazione tra quanto osservato nel tratto terminale della Valdastico con le successioni alluvionali nell'alta pianura vicentina.

Le indicazioni più antiche che si hanno sono riconducibili all'unità stratigrafica Camisino. Essa testimonia una fase glaciale del Pleistocene medio durante la quale la Valdastico era occupata da una lingua glaciale il cui till di alloggiamento è osservabile fino a 7 km più a valle rispetto alla cerchia morenica LGM più esterna. Non vi sono indicazioni che permettano di collegare questa fase a corrispondenti corpi sedimentari rivenuti in pianura. Presumibilmente in seguito allo scioglimento di questo ghiacciaio e al conseguente disequilibrio dinamico del fianco meridionale dell'Altopiano dei Sette Comuni causato dalla mancanza di supporto laterale si sono innescati fenomeni franosi, di uno dei quale si ha testimonianza nel deposito soprastante l'unità di Camisino. Questa frana ha probabilmente causato l'ostruzione dell'incisione orientale della Valdastico, all'interno della quale era prima presente la lingua glaciale del Camisino. L'assenza di un qualsivoglia deposito inframezzato tra il materiale franoso e il till suggerisce che la frana sia avvenuta dopo un intervallo temporale relativamente breve dallo scioglimento del ghiacciaio.

Successivamente si è verificato l'evento climatico glaciale responsabile della deposizione dell'unità Seghetta. In questo caso la fronte glaciale era situata quanto meno 5,5 km a valle della cerchia morenica LGM più esterna. Questa fase glaciale, secondo le indicazioni palinologiche, è appartenente al Pleistocene medio, e potenzialmente corrisponde al MIS 6. Lo schema evolutivo della figura 81 rappresenta l'acme di questa glaciazione nel riquadro I.

L'inizio dello scioglimento di questo ghiacciaio ha creato lo spazio di accomodamento, compreso tra la fronte glaciale e il fianco meridionale dell'Altopiano dei Sette Comuni, all'interno del quale si è sedimentato il deposito lacustre di contatto glaciale rinvenuto nella sezione del Ponte dei Granatieri (stadio II, figura 81). Durante un interglaciale successivo alla fase "Seghetta", quindi con la Valdastico libera da masse glaciali, si è deposta l'unità fluviale di S. Agata, che presumibilmente rappresenta un deposito esteso su tutta la valle, ad esclusione dei fianchi, alle pendici dei quali si sono depositi i sedimenti colluviali e di conoide dell'unità Galain, attiva presumibilmente nello stesso periodo (stadio III, figura 81).

Durante la fase di acme dell'LGM (stadio IV, figura 81), si è avuta la deposizione del *sandur* equivalente all'unità di Cogollo. Durante questo periodo l'Astico poteva defluire lungo due direzioni: il ramo principale entrava in pianura attraverso il varco compreso tra Piovene Rocchette e Caltrano, mentre un ramo secondario scorreva lungo il corso attuale all'interno di una forra intagliata in roccia. Il ramo principale è responsabile dell'ultima fase di aggradazione della pianura nella parte occidentale (da ora questo sistema sarà chiamato "Conoide di Thiene"), mentre il ramo secondario ha portato alla formazione di un terrazzo posto all'interno della forra, la cui superficie topografica ben si raccorda con il *sandur* vallivo (superficie rossa a valle della sezione Rozzola nel profilo della figura 80). Questo sbocco contribuiva alla formazione del sistema deposizionale orientale nella pianura pedemontana ("Conoide di Sandrigo"). La distinzione in ramo "principale" e "secondario" è stata fatta sulla base delle dimensioni dei sistemi deposizionali sottesi ad essi, che spingono ad ipotizzare che il conoide di Sandrigo si sia sviluppato in prevalenza solo in seguito alla disattivazione del corso orientale. Si trova conferma di questa ipotesi nei sondaggi di Marano Vicentino, realizzata all'interno del conoide di Thiene, che mostrano una successione pressoché ininterrotta di sedimenti grossolani per 100 m di profondità, contrapposti ai sondaggi geoelettrici Breganze e Sandrigo, oltre a quelli meccanici di Sandrigo, che mostrano invece un substrato alquanto superficiale e frequenti intervalli dati da sedimentazione in ambienti a bassa energia, con spessore massimo di 10 m. Spostandosi a valle, per la precisione al sondaggio Vicenza, si può verificare che in questo intervallo temporale la sedimentazione è data inizialmente dai sedimenti grossolani della sub-unità BAS-A, attribuibili ai torrenti

Leogra/Timonchio. L’Astico, dunque, doveva in questo periodo scorrere inizialmente più a nord delle attuali sorgenti del Bacchiglione, altrimenti avrebbe catturato le acque dei torrenti meridionali, impedendo la sedimentazione che si riscontra in BAS-A. A questa fase ha fatto seguito un periodo di almeno 4 ky durante il quale i vari corpi sedimentari si trovavano in posizione distale (sub-unità BAS-B), seguito a sua volta nuovamente da un contesto deposizionale fluviale che mostra una progressiva dominanza della sedimentazione ad opera del torrente Astico a spese dei torrenti Leogra/Timonchio. La composizione della parte sommitale della sub-unità BAS-C trova infatti quasi perfetta corrispondenza in quella della sub-unità PDG-F, vale a dire l’unità stratigrafica Sandrigo sedimentatasi dopo all’interno dell’incisione post-LGM (stadio VI, figura 81). Lo spessore dei sedimenti, unito alla loro posizione estremamente distale rispetto agli apici di questi conoidi, spinge però a ritenere che il sistema deposizionale giunto fin qui fosse quello di Thiene. La composizione risulta infatti analoga, derivando l’unità di Sandrigo da un rimaneggiamento dell’unità di Cogollo.

In seguito all’inizio del ritiro della fronte glaciale LGM hanno avuto origine le cerchie moreniche più interne e si è innescata un’iniziale erosione del sandur (stadio V, figura 81), culminata, alla fine dell’LGM, nella completa incisione della piana glaciale e nello spostamento del torrente Astico lungo l’attuale corso, quindi nella completa disattivazione del Conoide di Thiene (stadio VI, figura 81). A quest’ultima fase è attribuibile la deposizione dell’unità di Sandrigo, che si presenta infatti incastrata all’interno dell’incisione, mentre in contemporanea l’alta Valdastico era presumibilmente occupata da varie masse di ghiaccio morto. Questa ipotesi deriva dalla considerazione che la massa glaciale dell’Astico era alimentata da una lingua del ghiacciaio dell’Adige, che fluiva attraverso la Sella delle Carbonare (1075 m s.l.m.), senza la quale essa non avrebbe potuto raggiungere una posizione tanto avanzata. Al momento della disconnessione da tale alimentazione, quindi, il ghiacciaio perdeva la sua principale fonte di sostentamento, collassando.

Nella Pianura Veneto-Friulana si ha riscontro di analoghi e contemporanei fenomeni di incisione in tutti i maggiori corsi d’acqua, come il Brenta (Mozzi, 2005), il Tagliamento (Monegato et al., 2007) e il Piave (Carton et al., 2009). Nel caso specifico dell’area analizzata da questa tesi, i vari sondaggi e sezioni forniscono informazioni importanti per la definizione di questi processi su ampia scala.

I carotaggi meccanici di Marano Vicentino, come già detto in precedenza, sono indicatori della continua aggradazione del conoide di Thiene ad opera di un corso d’acqua a media energia, di tipo *braided*.

Nel caso dei sondaggi di Sandrigo, invece, emerge una storia evolutiva più complessa. Il carotaggio SMR-2, infatti, mostra una transizione verso l’alto da un ambiente a bassa energia ad un contesto fluviale di media energia. L’intervallo basale, quindi, può corrispondere ad un periodo durante il quale l’Astico non fluiva all’interno dell’attuale forra, o vi scorreva con una portata nettamente inferiore a quella presente. In sintesi, quindi, il carotaggio potrebbe rappresentare alla base gli stadi antecedenti l’incisione del sandur LGM (unità stratigrafica SMR2-A; stadi precedenti al V della figura 81), non meglio definibili per assenza di datazioni o altri indicatori, sigillati dall’aggradazione del conoide di Sandrigo. La tendenza *coarsening upward* del sedimento riflette il progressivo aumento della competenza del torrente, legata alla sempre maggiore canalizzazione del flusso idrico man mano che l’incisione del sandur si approfondisce erodendo i sedimenti dell’unità di Cogollo e depositando l’unità di Sandrigo (SMR2-B). L’andamento frastagliato del substrato evidenziato dai dati di quest’area concorre ad ipotizzare che questo sbocco in pianura sia stato sfruttato per un periodo minore rispetto a quello di Piovene Rocchette e in situazione di flusso idrico canalizzato.

I sondaggi di Villaverla, infine, forniscono invece informazioni sulla parte distale del conoide di Sandrigo. Le radiodatazioni confermano anche in questo caso una storia evolutiva di questo sistema deposizionale attiva almeno fino al Tardoglaciale (i 5 m sommitali sono stati depositi negli ultimi 16 ky) e con rimaneggiamento di sedimenti dell’LGM, legati alla fase di incisione (stadio VI, figura 81). La tendenza generalmente

coarsening upward di questi carotaggi trova riscontro con quanto visto in quelli di Sandrigo e può indicare una progradazione del sistema deposizionale del conoide di Sandrigo.

I carotaggi di Piazzola sul Brenta, infine, registrano una situazione analoga a quanto descritto finora, legata in questo caso al fiume Brenta. Dal confronto tra i 2 sondaggi emerge infatti una storia evolutiva caratterizzata inizialmente dall'accumulo di sedimenti durante l'LGM (sub-unità RB1-A e carotaggio PM-1; periodo corrispondente allo stadio IV della figura 81), cui ha fatto seguito una profonda incisione e una successiva ulteriore sedimentazione in ambiente fluviale di tipo *braided* (sub-unità RB1-B e formazione del suolo alla sommità di PM-1; stadi da V a VII della figura 81).

Lo stadio VII della figura 81 rappresenta la situazione attuale, con l'Astico che scorre all'interno di una profonda forra.

I sedimenti rinvenuti a Vanzo Vecchio si collocano temporalmente tra gli stadi VI e VII, evidenziando come il Brenta seguisse un percorso più meridionale rispetto all'attuale, affermazione che trova riscontro nel lavoro di Mozzi et al. (2010).

Nel caso dell'Astico, durante il Medioevo esso raggiungeva Vicenza sporadicamente, durante gli eventi di piena (Molon, 1883), mentre in precedenza, durante l'Olocene Medio, era probabilmente un affluente del Brenta (Castiglioni et al., 1987; Mozzi et al., 2010).

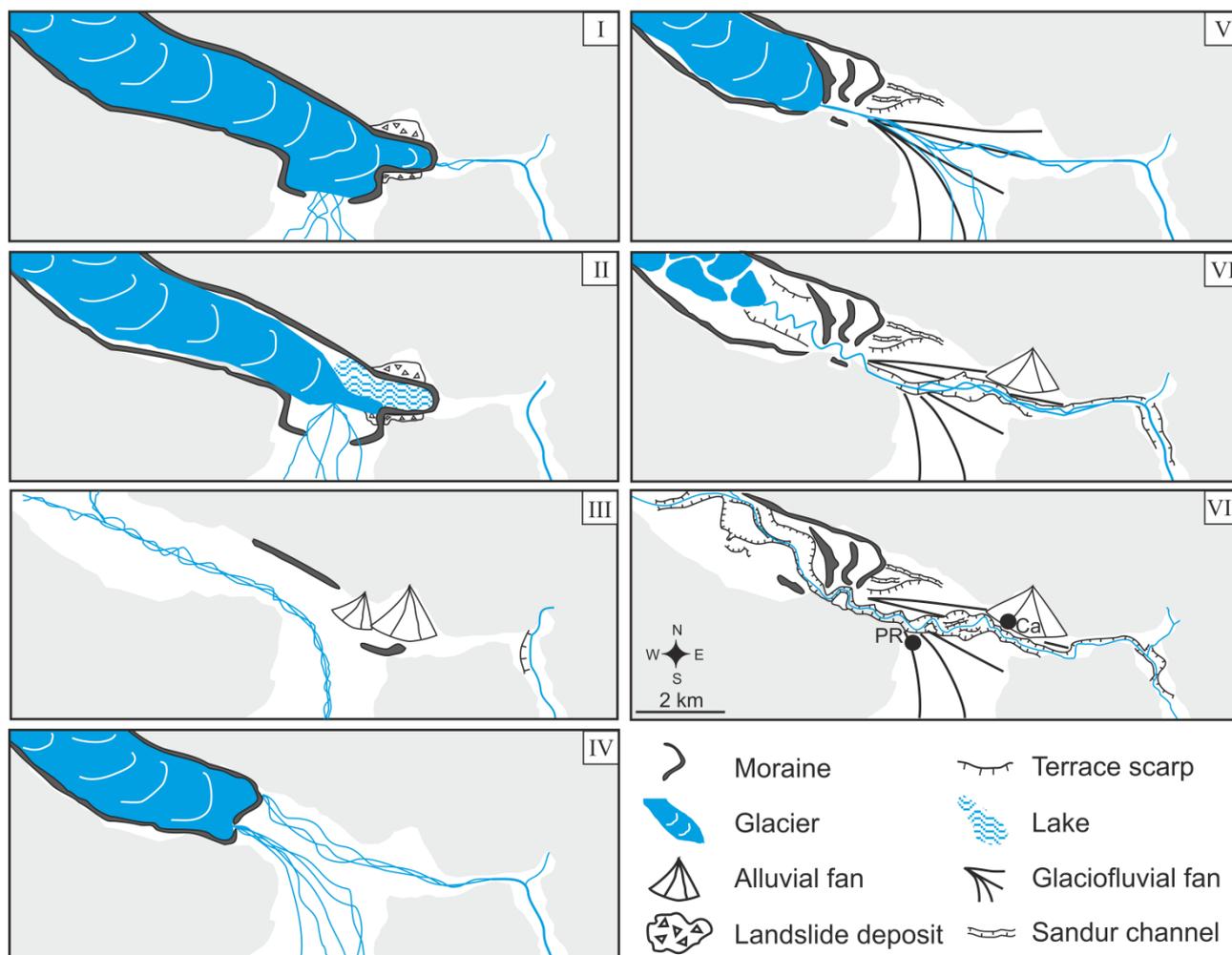


Figura 81: schema evolutivo della media e bassa Valdadastice a partire dal Pleistocene medio. Le sigle indicano gli abitati di Caltrano (Ca) e Piovene Rocchette (PR). Per spiegazioni ulteriori si faccia riferimento al paragrafo soprastante.

### 10.3 Considerazioni su segnali climatici e variazioni geomorfologiche durante l'LGM

Durante l'LGM molti bacini idrografici di dimensioni contenute delle Prealpi Venete erano occupati da corpi glaciali di circo (si vedano, ad esempio: Carraro e Sauro, 1979; Castiglioni et al., 1989; Baratto et al., 2003; Cucato, 2007). In questo periodo, infatti, la linea di equilibrio delle nevi (abbreviata con "ELA", dall'inglese "Equilibrium Line Altitude") sul Monte Grappa, che si trova circa 20 km ad est della bassa Valdastico, è stata stimata essere collocata a 1425 m s.l.m. (Baratto et al., 2003), valore che concorda con quello calcolato per la bassa Val d'Aosta (Forno et al., 2010). In alcuni casi, la presenza di un ghiacciaio vallivo, come dimostrato per la Valdastico, è dovuto alla transfluenza di una lingua glaciale attraverso una sella (si vedano ad esempio: Pappalardo e Ribolini, 1997; Strini e Bini, 1998). A causa della sensibilità alle variazioni di temperatura e di precipitazione di questi corpi glaciali di transfluenza, essi rappresentano un buon indicatore per le variazioni climatiche, anche di bassa intensità, e, come dimostrato in questa tesi, possono essere correlate con i ghiacciai vallivi di dimensioni maggiori e con le aree pianeggianti ad essi sottese.

La massima espansione del ghiacciaio dell'Astico durante l'LGM, come summenzionato nei paragrafi e capitoli precedenti, è stato il frutto di una transfluenza del ghiacciaio dell'Adige attraverso la Sella delle Carbonare (1075 m s.l.m.), che ha disceso la Valdastico per circa 26 km. Da un punto di vista cronologico, la massima espansione glaciale può essere stata raggiunta circa 27'500 anni calibrati dal presente, in corrispondenza di un periodo caratterizzato da elevate precipitazioni sulla catena alpina (Pini et al., 2010). A conferma di questa ipotesi concorrono i dati riscontrati nel carotaggio del Lago di Fimon, situato circa 8 km a sud di Vicenza e sequenza di riferimento per l'area di pianura (Pini et al., 2010), sfruttato anche per la correlazione della sequenza palinologica presentata in questa tesi. In questo periodo si assiste ad un incremento nei tassi di sedimentazione di materiale alloctono e ad un rapido approfondimento del bacino lacustre (Pini et al., 2010; Monegato et al., 2011) legato all'aggradazione del sistema deposizionale fluvio-glaciale del Brenta (Fontana et al., 2010), in risposta all'avanzata glaciale dello stesso.

La presenza di varie cerchie moreniche nell'anfiteatro di Cogollo del Cengio è indicatrice di un'oscillazione della fronte glaciale, fenomeno riscontrato per la durata di circa 8 ky anche nei ghiacciai del Tagliamento (Monegato et al., 2007), del Piave (Carton et al., 2009) ed in altri contesti glaciali alpini (Ivy-Ochs et al., 2008; Starnberger et al., 2011).

Come precedentemente illustrato, durante l'LGM si è avuta la deposizione del conoide di Thiene, successivamente disattivato dall'incisione del *sandur*. Essa potrebbe essere legata al primo ritiro della fronte glaciale, avvenuto circa 23 -24'000 anni dal presente, come avvenuto anche negli altri ghiacciai delle Alpi Orientali (Monegato et al., 2007; Carton et al., 2009; Starnberger et al., 2011). Questa oscillazione negativa della fronte glaciale è probabilmente legata alle generali condizioni di aridità presenti a quel tempo sull'Europa, che hanno caratterizzato la seconda metà of Heinrich Event 2 (Naughton et al., 2009; Starnberger et al., 2011).

Alla fine dell'LGM, il ritiro del ghiacciaio dell'Adige ha determinato l'interruzione della transfluenza attraverso la Sella delle Carbonare, determinando un improvviso collasso del ghiacciaio della Valdastico, esasperato dalla mancanza apporti significativi dalle valli laterali, contrariamente a quanto accadeva contemporaneamente nelle maggiori valli glaciali alpine durante la Termination I (Reitner, 2007; Forno et al., 2010). Questo ha probabilmente determinato la formazione di un'ampia massa di ghiaccio morto nella media Valdastico.

In seguito a questa fase si è assistito alla disattivazione del conoide di Thiene e all'aggradazione del conoide di Sandrigo, avvenuta principalmente a partire da 18'500 anni calibrati dal presente, secondo quanto si evince dalle datazioni condotte sui campioni dei sondaggi di Villaverla. Nello stesso periodo le valli delle Alpi Orientali, in seguito ad un rapido declino dei ghiacciai, erano probabilmente sgombre (van Husen, 2004; Ivy-Ochs et al., 2008). Nel caso della Valdastico è degno di menzione il fatto che l'incisione non è

avvenuta lungo la direttrice principale di deflusso seguita dagli scaricatori glaciali durante l'LGM, vale a dire attraverso l'apertura di Piovene Rocchette, ma bensì lungo un percorso più orientale, attraverso una tortuosa e profonda incisione in roccia. Questo può essere spiegato analizzando i vari step evolutivi seguenti l'acme del LGM. Successivamente alla formazione della prima morena esterna, ne sono state deposte altre, di dimensioni inferiori, parallelamente ad una prima incisione superficiale del *sandur*, che si possono apprezzare nel DEM (figura 74) e nella schema evolutivo (figura 81, stadi V, VI e VII). Questo ha portato ad una prima canalizzazione del flusso idrico lungo una direttrice con andamento parallelo alle pendici meridionali dell'Altopiano dei Sette Comuni e ad esso prossimale. In seguito alla più marcata incisione post-LGM, il flusso ha trovato una strada favorevole attraverso la stretta in roccia del Ponte dei Granatieri e successivamente nella forra, riempita da uno spessore di sedimenti inferiore rispetto al conoide di Thiene (si veda il profilo della figura 79) e già in precedenza attiva, come testimoniato dall'unità di Camisino.

## 11 Conclusioni

Il progetto di ricerca sviluppato con questa tesi ha permesso di ottenere numerose indicazioni sul passato evolutivo dell'area considerata tra il Pleistocene medio e l'Olocene.

Il principale motore sedimentario dell'alta pianura vicentina si è confermato essere il torrente Astico, che caratterizza la parte settentrionale dell'area con i depositi legati ai conoidi di Thiene e Sandrigo, e le cui dinamiche evolutive si sono riflesse su tutta l'area sottesa. Nella media e bassa Valdadastico sono state riconosciute 3 diverse fasi glaciali, attribuibili generalmente al Pleistocene medio, nel caso delle 2 più antiche, e al LGM. In questi casi l'analisi petrografica ha permesso di individuare la presenza di un'alimentazione del ghiacciaio dell'Astico da parte di una lingua glaciale dell'Adige, che transfluiva attraverso la Sella delle Carbonare (1075 m s.l.m.). È stato dimostrato che tale fenomeno si verificò anche durante le precedenti glaciazioni, ragion per cui si può ipotizzare che le condizioni di ghiaccio attivo nella media e bassa Valdadastico siano intrinsecamente collegate alla presenza di una transfluenza glaciale dell'Adige. Nel dettaglio, in riferimento all'LGM, è stato verificato che le fluttuazioni climatiche durante l'LGM hanno dato origine ad una serie di cerchie moreniche concentriche, la più interna delle quali è probabilmente attribuibile alla fase di ritiro generalizzato dei ghiacciai alpini avvenuta a 23 – 24'000 anni calibrati dal presente. Al termine dell'LGM la disconnessione della transfluenza glaciale dell'Adige ha causato un brusco collasso del ghiacciaio dell'Astico, che ha causato l'incisione dell'apice del conoide di Thiene e la sua conseguente disattivazione in favore del corpo orientale di Sandrigo, il cui sviluppo pare imputabile in prevalenza al periodo Tardoglaciale. Questo spostamento del deflusso idrico è avvenuto in favore di un corso apparente sfavorito, sia in quanto comporta un accesso diretto alla pianura pedemontana, sia in quanto erosivo su litologie estremamente competenti, qual è il basamento vulcanico che costituisce i rilievi situati a nord di Thiene. Confrontando l'andamento della forra dell'Astico nel tratto inciso nel bedrock con il sistema di faglie è evidente un controllo strutturale in questo tratto della valle, confermato dalla coincidenza della forra con il *thrust* Marano-Piovene. L'estensione e la tempistica dell'evoluzione di questi sistemi sedimentari è stata riconosciuta anche a valle, fino a Vicenza, dove il segnale sedimentario legato al bacino dell'Astico è via via più visibile a partire dal Pleistocene superiore, a scapito dell'apporto sedimentario del sistema fluviale Leogra/Timonchio. Per quanto attiene la zona orientale della tesi è stato possibile definire individuare e confermare dinamiche evolutive del fiume Brenta nel periodo dell'LGM, che hanno portato al ben noto fenomeno di incisione del megafan omonimo, in conseguenza del ritiro della fronte glaciale a 23 – 24'000 anni calibrati dal presente, e al successivo riempimento di detta struttura erosiva. È stato inoltre possibile riconoscere una direttrice di deflusso fluviale attiva sino almeno all'Età del Ferro / Età Romana, correlabile con la nota fascia di meandri di Veggiano-Selvazzano.

L'ampio ventaglio di metodologie di cui ci si è avvalsi nel corso di questa ricerca hanno permesso di delineare un solido modello evolutivo della pianura Vicentina e della bassa Valdadastico. Quest'ultima si è rivelata essere un'area chiave per la comprensione dei cicli glaciali/interglaciali, avendo peraltro dimostrato la possibilità di rinvenire nelle vallate prealpine di dimensioni medio piccole depositi indicatori di variazioni climatiche anche di portata ridotta.



## Bibliografia

- Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50000 - Foglio 082: "Asiago" 2007*, S.EL.CA., Firenze.
- Amorosi, A., Colalongo, M.L., Fusco, F., Pasini, G. & Fiorini, F. 1999, "Glacio-eustatic control of continental-shallow marine cyclicity from late quaternary deposits of the southeastern Po Plain, northern Italy", *Quaternary Research*, vol. 52, no. 1, pp. 1-13.
- Aspes, A. 1984, *Il Veneto nell'antichità*, Banca Popolare di Verona, Verona.
- Baillie, M.G.L. 1995, *A Slice Through Time: Dendrochronology and Precision Dating*, Batsford Press, London.
- Baratto, A., Ferrarese, F., Meneghel, M. & Sauro, U. 2003, "La ricostruzione della glaciazione Wurmiana nel Gruppo del Monte Grappa (Prealpi Venete)" in *Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali : atti del Convegno conclusivo, Bologna, 10-11 febbraio 2000*, eds. A. Biancotti & M. Motta, G. Brigati, Genova, pp. 67-77.
- Barbieri, G., De Vecchi, G.P., De Zanche, V., Di Lallo, E., Frizzo, P., Mietto, P. & Sedeà, R. 1980, *Note illustrative della carta geologica dell'area di Recoaro alla scala 1:20000*, Soc. cooperativa tip, Padova.
- Bartolomei, G. 1984, "Evoluzione fisica e biologica dal Pliocene ai giorni nostri" in *Il Veneto nell'antichità, preistoria e protostoria*, ed. A. Aspes, Banca Popolare di Verona, Verona, pp. 113-136.
- Bartolomei, G. 1976, "Cause dello spostamento del corso del torrente Astico all'uscita delle Prealpi (Vicenza)", *Quaderni del Gruppo di Studio del Quaternario Padano*, vol. 3, pp. 151-159.
- Bassi, D., Bianchini, G., Mietto, P. & Nebelsick, J.H. 2008, "Southern Alps in Italy: Venetian Pre-Alps" in *The Geology of Central Europe*, ed. T. McCann, London Geological Society, Londra, pp. 56-62.
- Bassi, D. & Nebelsick, J.H. 2010, "Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy)", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 295, no. 1-2, pp. 258-280.
- Bellieni, G., Fioretti, A.M., Marzoli, A. & Visonà, D. 2010, "Permo-Paleogene magmatism in the eastern Alps", *Rendiconti Lincei*, pp. 1-21.
- Bertini, A. 2003, "Early to Middle Pleistocene changes of the Italian flora and vegetation in the light of a chronostratigraphic framework", *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, pp. 36.
- Beug, H. 2004, *Leitfaden der Pollenbestimmung*, Dr. Friedrich Pfeil, Munchen.
- Bini, A. 1990, *Vol. 1: Descrizione di affioramenti e sezioni stratigrafiche*.
- Bondesan, A. & Meneghel, M. (eds) 2004, *Geomorfologia della provincia di Venezia, note illustrative della Carta geomorfologica della provincia di Venezia*, Esedra Editrice - Provincia di Venezia.
- Brivio, P.A., Lechi, G.M. & Zilioli, E. 2006, *Principi e metodi di telerilevamento*, Città Studi Edizioni, Novara.
- Carraro, F. & Sauro, U. 1979, "Il glacialismo "locale" Wurmiano del massiccio del Grappa (Province di Treviso e di Vicenza)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. 2, pp. 6-16.
- Carton, A., Bondesan, A., Fontana, A., Meneghel, M., Miola, A., Mozzi, P., Primon, S. & Surian, N. 2009, "Geomorphological evolution and sediment transfer in the piave river system (northeastern Italy)

- since the last glacial maximum", *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, , no. 3, pp. 155-174.
- Casati, P. 1985, "La crisi di salinità nel Mediterraneo durante il Messiniano", *Scienze della Terra*, vol. 1, pp. 518-519.
- Castellarin, A. 1992, "Alpine compressional tectonics in the southern Alps: relationships with the N-Apennines", *Annales Tectonicae*, vol. 6, no. 1, pp. 62-94.
- Castiglioni, G.B. 1986, *Geomorfologia*, UTET, Torino.
- Castiglioni, G.B., Girardi, A. & Rodolfi, G. 1987, "Le tracce degli antichi percorsi del Brenta per Montà e Arcella nei pressi di Padova: studio geomorfologico", *Memorie di scienze Geologiche*, vol. 39, pp. 129-149.
- Castiglioni, G.B., Meneghel, M. & Sauro, U. 1989, "Elementi per una ricostruzione dell'evoluzione morfotettonica delle Prealpi Venete", *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. 1, pp. 31-43.
- Cucato, M. 2007, "La successione continentale pliocenico?-quaternaria" in *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 082 "Asiago"*, eds. G. Barbieri & P. Grandesso, APAT – Dipartimento Difesa del suolo - Servizio Geologico d'Italia, Roma, pp. 60-94.
- Cucato, M. 2001, "Rilevamento della media Val d'Astico (Provincia di Vicenza): saggio per l'applicazione della normativa sulla cartografia geologica del Quaternario continentale", *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, vol. 115, pp. 99-130, 1 tav. f.t.
- Currie, L.A. 2004, "The Remarkable Metrological History of the Radiocarbon Dating [II]", *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology*, vol. 109, no. 2, pp. 185-217.
- De Vecchi, G.P. & Sedeà, R. 1984, "Il vulcanismo medio-triassico delle Prealpi vicentine (Italia settentrionale)", *Memorie di Scienze geologiche*, vol. 36, pp. 149-169.
- Ehlers, J. & Gibbard, P.L. 2004, *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology : Part I: Europe*, Elsevier, Amsterdam.
- Esper, J. & Gärtner, H. 2001, "Interpretation of tree-ring chronologies", *Erdkunde*, vol. 55, no. 3, pp. 277-288.
- Faegri, K. & Iversen, J. 1989, *Textbook of pollen analysis*, John Wiley & sons, London.
- Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Pra, G., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Orrù, P., Pappalardo, M., Radtke, U., Renda, P., Romano, P., Sansò, P. & Verrubbi, V. 2006, "Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications", *Quaternary International*, vol. 145-146, pp. 30-54.
- Ferrarese, F., Mozzi, P., Veronese, F. & Cervo, F. 2006, "High resolution DTM for the geomorphological and geoarcheological analysis of the city of Padua (Italy)" in *From Space to Place. Proceedings of the 2nd International conference on remote sensing in archaeology (Rome, 4-7 dec. 2006)*, eds. S. Campana & M. Forte, pp. 291-296.
- Fontana, A. 2006, *Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche*, Monografie Museo Friulano Storia Naturale, Udine.
- Fontana, A., Mozzi, P. & Bondesan, A. 2010, "Late pleistocene evolution of the Venetian-Friulian Plain", *Rendiconti Lincei*, , pp. 1-16.
- 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, no. 1, pp. 71-90.

- Forno, M.G., Gianotti, F. & Racca, G. 2010, "Significato paleoclimatico dei rapporti tra il glacialismo principale e quello tributario nella bassa Valle della Dora Baltea", *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, vol. 23, pp. 124.
- Garzanti, E., Andò, S. & Vezzoli, G. 2006, "The continental crust as a source of sand (Southern Alps Cross Section, Northern Italy)", *Journal of Geology*, vol. 114, no. 5, pp. 533-554.
- Gazzi, P., Zuffa, G.G., Gandolfi, G. & Paganelli, L. 1973, "Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge adriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale", *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 12, no. 1, pp. 1-37.
- Godwin, H. 1962, "Half-life of radiocarbon", *Nature*, vol. 195, no. 4845, pp. 984.
- Grimm, E.C. 2004, *TGView*, Springfield, IL.
- Hajdas, I. 2008, "The Radiocarbon dating method and its applications in Quaternary studies", *Quaternary Science Journal - Eiszeitalter und Gegenwart*, vol. 57, pp. 2-24.
- Hinderer, M. 2001, "Late quaternary denudation of the Alps, Valley and lake fillings and modern river loads", *Geodinamica Acta*, vol. 14, no. 4, pp. 231-263.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. & Sares, S.W. 1984, "The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi- Dickinson point-counting method ( Holocene, sand, New Mexico, USA).", *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 54, no. 1, pp. 103-116.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W. & Schlüchter, C. 2006, "Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: The Gschnitz stadial", *Journal of Quaternary Science*, vol. 21, no. 2, pp. 115-130.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W. & Schlüchter, C. 2008, "Chronology of the last glacial cycle in the European Alps", *Journal of Quaternary Science*, vol. 23, no. 6-7, pp. 559-573.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdottir, A.E. & White, J. 2001, "Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP", *Journal of Quaternary Science*, vol. 16, no. 4, pp. 299-307.
- Kerschner, H., Ivy-Ochs, S. & Schlüchter, C. 1999, "Paleoclimatic interpretation of the early Late-glacial glacier in the Gschnitz valley, central Alps, Austria", *Annals of Glaciology*, vol. 28, pp. 135-140.
- Macera, P., Gasperini, D., Piromallo, C., Blichert-Toft, J., Bosch, D., Del Moro, A. & Martin, S. 2003, "Geodynamic implications of deep mantle upwelling in the source of Tertiary volcanics from the Veneto region (South-Eastern Alps)", *Journal of Geodynamics*, vol. 36, no. 5, pp. 563-590.
- Mantovani, F. & Marcolongo, B. 1992, *Fotogeologia: il telerilevamento nelle scienze della terra*, Nuova Italia Scientifica, Roma.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., De Abreu, L., Hutterli, M.A. & Stocker, T.F. 2007, "Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin", *Science*, vol. 317, no. 5837, pp. 502-507.
- Masetti, D., Claps, M., Giacometti, A., Lodi, P. & Pignatti, P. 1998, "I Calcarei Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)", *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, vol. 40, pp. 183.
- Maslin, M.A. & Ridgwell, A.J. 2005, *Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth'*.

- 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).", *Foreland basins*, , pp. 141-168.
- Massironi, M., Zampieri, D. & Caporali, A. 2006, *Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine-Penninic collisional wedge (Alps of NE Italy)*.
- Miola, A., Bondesan, A., Corain, L., Favaretto, S., Mozzi, P., Piovan, S. & Sostizzo, I. 2006, "Wetlands in the Venetian Po Plain (northeastern Italy) during the Last Glacial Maximum: Interplay between vegetation, hydrology and sedimentary environment", *Review of palaeobotany and palynology*, vol. 141, no. 1-2, pp. 53-81.
- Moline, G.R., Bahr, J.M., Drzewiecki, P.A. & Shepard, L.D. 1992, "Identification and characterisation of pressure seals through the use of wireline logs: a multivariate statistical approach", *Log Analyst*, vol. 33, no. 4, pp. 362-372.
- Molon, F. 1883, *I nostri fiumi Astico - Bacchiglione - Retrone - Brenta*, A. Draghi, Padova.
- Monegato, G., Lowick, S.E., Ravazzi, C., Banino, R., Donegana, M. & Preusser, F. 2010, "Middle to Late Pleistocene palaeoenvironmental evolution of the southeastern Alpine Valeriano Creek succession (northeastern Italy)", *Journal of Quaternary Science*, vol. 25, no. 5, pp. 617-632.
- Monegato, G., Pini, R., Ravazzi, C., Reimer, P.J. & Wick, L. 2011, "Correlating Alpine glaciation with Adriatic sea-level changes through lake and alluvial stratigraphy", *Journal of Quaternary Science*, vol. 26, no. 8, pp. 791-804.
- Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G. & Wick, L. 2007, "Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps)", *Quaternary Research*, vol. 68, no. 2, pp. 284-302.
- Monegato, G., Stefani, C. & Zattin, M. 2010, "From present rivers to old terrigenous sediments: The evolution of the drainage system in the eastern Southern Alps", *Terra Nova*, vol. 22, no. 3, pp. 218-226.
- Moore, P.D., Webb, J.A. & Collinson, M.E. 1991, "Pollen analysis. Second edition", *Pollen analysis. Second edition*, .
- Mozzi, P. 2005, "Alluvial plain formation during the late quaternary between the southern alpine margin and the lagoon of Venice (Northern Italy)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, , no. SUPPL. 7, pp. 219-229.
- Mozzi, P. 2003, "L'alta e media pianura del Brenta" in *Il Brenta*, eds. A. Bondesan, G. Caniato, D. Gasparini, F. Vallerani & M. Zanetti, Cierre edizioni, Sommacampagna.
- Mozzi, P., Piovan, S., Rossato, S., Cucato, M., Abbà, T. & Fontana, A. 2010, "Paleohydrography and early settlements in Padua (Italy)", *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, vol. 23, no. 2bis, pp. 400.
- MURST 1997, *Carta geomorfologica della Pianura Padana*, S.EL.CA, Firenze.
- Muttoni, G., Carcano, C., Garzanti, E., Ghielmi, M., Piccin, A., Pini, R., Rogledi, S. & Sciunnach, D. 2003, "Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps", *Geology*, vol. 31, no. 11, pp. 989-992.
- Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Kageyama, M., Bard, E., Duprat, J., Cortijo, E., Desprat, S., Malaizé, B., Joly, C., Rostek, F. & Turon, J. 2009, "Wet to dry climatic trend in north-western Iberia within Heinrich events", *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 284, no. 3-4, pp. 329-342.
- Ninno, A., Ferrarese, F., Mozzi, P. & Fontana, A. 2011, "High resolution DEMs for the analysis of fluvial and ancient anthropogenic landforms in the alluvial plain of Padua (Italy)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. 34, no. 1, pp. 95-104.

- Ninno, A., Fontana, A., Mozzi, P. & Ferrarese, F. 2009, "The Map of Altinum, Ancestor of Venice", *Science*, vol. 325, no. 5940, pp. 577.
- Orombelli, G. & Ravazzi, C. 1996, "The Late Glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate", *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, vol. 9, pp. 439-444.
- Pappalardo, M. & Ribolini, A. 1997, "Geomorphological map of the Valle Desertetto (Maritime Alps) and explanatory notes", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. 20, no. 2, pp. 321-328.
- Pellegrini, G.B., Paganelli, L. & Penso, D. 1984, "Aspetti geomorfologici e palinologici dei depositi fluviali nei dintorni di Carturo sul Brenta (Padova)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. 7, pp. 36-39.
- Pini, R., Ravazzi, C. & Reimer, P.J. 2010, "The vegetation and climate history of the last glacial cycle in a new pollen record from Lake Fimon (southern Alpine foreland, N-Italy)", *Quaternary Science Reviews*, vol. 29, no. 23-24, pp. 3115-3137.
- Preusser, F., Müller, B.U. & Schüchter, C. 2001, "Luminescence dating of sediments from the luthern valley, central Switzerland, and implications for the chronology of the last glacial cycle", *Quaternary Research*, vol. 55, no. 2, pp. 215-222.
- Preusser, F., Reitner, J.M. & Schlüchter, C. 2010, "Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland", *Swiss Journal of Geosciences*, vol. 103, no. 3, pp. 407-426.
- Ravazzi, C., Pini, R., Breda, M., Martinetto, E., Muttoni, G., Chiesa, S., Confortini, F. & Egli, R. 2005, "The lacustrine deposits of Fornaci di Ranica (late Early Pleistocene, Italian Pre-Alps): Stratigraphy, palaeoenvironment and geological evolution", *Quaternary International*, vol. 131, no. 1 SPEC. ISS., pp. 35-58.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. & Weyhenmeyer, C.E. 2009, "IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years CAL BP", *Radiocarbon*, vol. 51, no. 4, pp. 1111-1150.
- Reitner, J.M. 2007, "Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications", *Quaternary International*, vol. 164-165, pp. 64-84.
- Rigoni, M. 1987, "Vicenza" in *Il Veneto nell'età romana - Vol. II*, ed. G. Cavalieri Manasse, Banca Popolare di Verona, Verona, pp. 107-133.
- Sassi, F.P. & Zirpoli, G. 1968, "Il basamento cristallino di Recoaro. Studio petrografico.", *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 7, no. 02, pp. 227-245.
- Sauro, U. 2005, "The monti berici: Guide of the fieldtrip", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, , no. SUPPL. 7, pp. 367-372.
- Sauro, U. 1995, "Dinamica geomorfologica e vulnerabilità della risorsa acqua nell'Altopiano dei Sette Comuni (Prealpi Venete)", *Studi trentini di scienze naturali - Acta geologica*, vol. 70, pp. 51.
- Sauro, U. 1998, *Le forme della pianura, Cierre*, Caselle di Sommacampagna.
- Schweingruber, F.H. 1989, *Tree rings: basics and applications of dendrochronology*, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Holland.
- Slaoui, F.H., Georges, S., Lagace, P.J. & Do, X.D. 2003, "The inverse problem of Schlumberger resistivity sounding measurements by ridge regression", *Electric Power Systems Research*, vol. 67, no. 2, pp. 109-114.

- Spötl, C. & Mangini, A. 2007, "Speleothems and paleoglaciers", *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 254, no. 3-4, pp. 323-331.
- Stanistreet, I.G. & McCarthy, T.S. 1993, "The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems", *Sedimentary Geology*, vol. 85, no. 1-4, pp. 115-133.
- Starnberger, R., Rodnight, H. & Spötl, C. 2011, "Chronology of the Last Glacial Maximum in the Salzach palaeoglacier area (Eastern Alps)", *Journal of Quaternary Science*, vol. 26, no. 5, pp. 502-510.
- Stefani, C., Fellin, M.G., Zattin, M., Zuffa, G.G., Dalmonte, C., Mancin, N. & Zanferrari, A. 2007, "Provenance and paleogeographic evolution in a multi-source foreland: The Cenozoic Venetian-Friulian Basin (NE Italy)", *Journal of Sedimentary Research*, vol. 77, no. 11-12, pp. 867-887.
- Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M., Albani, S., Barbante, C., Bard, E., Barnola, J.M., Baroni, M., Baumgartner, M., Bonazza, M., Capron, E., Castellano, E., Chappellaz, J., Delmonte, B., Falourd, S., Genoni, L., Iacumin, P., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Maggi, V., Masson-Delmotte, V., Mazzola, C., Minster, B., Montagnat, M., Mulvaney, R., Narcisi, B., Oerter, H., Parrenin, F., Petit, J.R., Ritz, C., Scarchilli, C., Schilt, A., Schüpbach, S., Schwander, J., Selmo, E., Severi, M., Stocker, T.F. & Udisti, R. 2011, "Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation", *Nature Geoscience*, vol. 4, no. 1, pp. 46-49.
- Stoppini, F. 2010, *In volo alla ricerca della Via Annia*, ilVolo.it.
- Storms, J.E.A., Weltje, G.J., Terra, G.J., Cattaneo, A. & Trincardi, F. 2008, "Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier-lagoon systems on the northern Adriatic shelf (Italy)", *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, no. 11-12, pp. 1107-1123.
- Strahler, A.N., Sauro, U., Zanon, G. & Pellegrini, G.B. 1984, *Geografia fisica*, Piccin, Padova.
- Strini, A. & Bini, A. 1998, "Presenza di esker in Val Menaggio", *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, vol. 11, pp. 127-133.
- Trevisan, L. 1939, "Il glacialismo quaternario nell'Altopiano dei Sette Comuni", *Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano*, 19, pp. 1-19.
- Valloni, R. & Calda, N. 2007, *Proceedings Italian National Workshop "Developments in Aquifer Sedimentology and Ground Water Flow Studies in Italy" - Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia*, vol. 76, pp. 289-300.
- Van Husen, D. 2004, *Quaternary glaciations in Austria*.
- Van Husen, D. 1997, "LGM and late-glacial fluctuations in the Eastern Alps", *Quaternary International*, vol. 38-39, pp. 109-118.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. & Labracherie, M. 2002, "Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records", *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, no. 1-3, pp. 295-305.
- Wentworth, C.K. 1922, *A scale of grade and class terms for clastic sediments*.
- Zampieri, D. 2003, "Geologia e morfologia del bacino montano" in *Il Brenta*, eds. A. Bondesan, G. Caniato, D. Gasparini, F. Vallerani & M. Zanetti, Cierre Edizioni, Sommacampagna.
- Zampieri, D., Fabbri, P. & Pola, M. 2009, *Structural constraints to the Euganean Geothermal Field (NE Italy)*.
- Zampieri, D., Massironi, M., Sedeà, R. & Sparacino, V. 2003, "Strike-slip contractional stepovers in the Southern Alps (northeastern Italy)", *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 96, no. 1, pp. 115-123.

## Ringraziamenti

Il primo e più importante ringraziamento va alla mia famiglia, che con il suo supporto e continuo stimolo mi ha permesso di intraprendere questa strada in tranquillità.

Il risultato scientifico raggiunto con questo lavoro non sarebbe stato possibile senza il mio supervisore, Dott. Paolo Mozzi, e in numerosi amici e collaboratori del Dipartimento di Geografia e non, tra cui spiccano in particolar modo il Dott. Giovanni Monegato, il Dott. Alessandro Fontana, il Dott. Francesco Ferrarese, la Dott.ssa Antonella Miola e il Dott. Maurizio Cucato.

Compagno di viaggio in questa avventura, nonché continua fonte di confronto di esperienze e pareri è stato il Dott. Michele Maritan, che desidero ringraziare anche per la disponibilità nell'effettuare uscite scientifiche in modi e tempi che avrebbero spinto a rinunciare molti altri.

Un pensiero e sentito ringraziamento va anche a tutti coloro che mi hanno aiutato in vario modo durante questa tesi, sia in modo pratico che morale, fornendo braccia, menti, spalle e quant'altro. Grazie davvero, senza di voi sarebbe stata molto più dura!

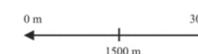
Infine desidero ringraziare: il Dott. Paolo Fabbri e la Dott.ssa Rita Deiana, per aver potuto visionare i carotaggi di Villaverla, il Dott. Fabio Tateo e la Regione Veneto, per il carotaggio di Piazzola sul Brenta, il Dott. Geologo Pierluigi Marchetto, per le stratigrafie dei sondaggi di Marano Vicentino, il Dott. Antonio Galgaro, per il sondaggio di Vicenza. Le ditte: Vaccari Antonio Giulio S.p.A., Egi Zanotto S.p.A., Gruppo Adige Bitumi S.p.A., per avermi concesso di osservare le rispettive cave di appartenenza. Infine, la ditta Fratelli Girardini S.p.A. per l'estrema cortesia nell'avermi messo a disposizione i dati dei sondaggi geoelettrici di Breganze e dei carotaggi di Sandrigo, oltre che per avermi consentito l'accesso alle cave di loro pertinenza.





**LEGENDA**

-  Alveo abbandonato ben definito
-  Alveo abbandonato mal definito
-  Dosso fluviale
-  Area depressa
-  Ripa di erosione fluviale in roccia
-  Ripa di erosione fluviale in depositi quaternari
-  Limite inferiore di affioramento delle ghiaie
-  Limite settentrionale della fascia dei fontanili
-  Isoipse (spaziatura 5 m)
-  Ubicazione sondaggio meccanico
-  Ubicazione sezione stratigrafica
-  Ubicazione sondaggio geoelettrico
-  Ubicazione cava con fronti di scavo esposti
-  Conoide alluvionale



Supervisore: Dott. Paolo Mozzi

Dottorando: Sandro Rossato

Ciclo di dottorato: XXIV

Scuola di dottorato in Scienze Storiche - Indirizzo geografia umana e geografia fisica