

Committente

AUTORITA' PORTUALE DI VENEZIA

Progetto

VALUTAZIONE DEL FONDO NATURALE DI ALCUNI METALLI PESANTI (Cr e As) PRESENTI NEI SEDIMENTI DA DRAGARE LUNGO IL CANALE MALAMOCCO-MARGHERA ED AREE ADIACENTI.

Documento

RELAZIONE CONCLUSIVA

Codifica interna

G326_10

Rev	Data	Edizione	Pagg.	Redaz. testi	Redaz. app. grafici	Verifica
0	15/04/10	Finale	94	Busà T.	Busà T.	Are D.

Distribuzione

n° 2 copie

distribuito a **AUTORITA' PORTUALE DI VENEZIA**

in data **23/04/10**

SELCO Società cooperativa

Via dell'Elettricità, 3/d - 30175
Marghera (VE)
www.selc.it
e-mail: selc@selc.it

Approvazione

INDICE

1.	PREMESSA	3
2.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELLA LAGUNA DI VENEZIA	5
2.1.	Evoluzione geologica	5
2.2.	Caratteri Geomorfologici	13
2.3.	Influenza dell’apporto solido sull’evoluzione della Laguna	16
3.	BACINI IDROGRAFICI DEL BRENTA E BACCHIGLIONE	21
3.1.	Bacino Idrografico del Brenta	21
3.1.1.	Caratteristiche litologiche e mineralogiche	22
3.1.2.	Mineralogia dei sedimenti fluviali	27
3.2.	Bacino Idrografico del Bacchiglione	29
3.2.1.	Caratteristiche litologiche e mineralogiche	29
3.2.2.	Mineralogia dei sedimenti fluviali	30
4.	GRANULOMETRIA, COMPOSIZIONE MINERALOGICA, GEOCHIMICA E “BACKGROUND” DEI SEDIMENTI SUPERFICIALI ALL’INTERNO DELLA LAGUNA DI VENEZIA: STUDI PREGRESSI	33
4.1.	Distribuzione granulometrica	33
4.2.	Composizione mineralogica	35
4.3.	Geochimica	38
4.4.	Background	39

5.	COMPORAMENTO GEOCHIMICO DI CROMO E ARSENICO	41
6.	ATTIVITÀ ESEGUITE	44
6.1.	Sondaggi nelle aree indagate	44
6.2.	Prelievo dei campioni	49
7.	ANALISI DI LABORATORIO SUI CAMPIONI	51
7.1.	Analisi granulometrica	51
7.1.1.	Analisi Granulometrica: Risultati	55
7.2.	Risultati dell'analisi chimica dei sedimenti	58
7.3.	Indagine mineralogico-geochimica	63
7.3.1.	Analisi di Fluorescenza ai Raggi X	63
7.3.2.	Analisi Diffrattometrica a Raggi X	75
7.4.	Test di cessione in acido acetico	80
7.5.	Calcolo del limite di riferimento per il Cromo	82
8.	CONCLUSIONI	84
9.	BIBLIOGRAFIA	86

ALLEGATO 1: PROVE DI LABORATORIO GEOTECNICO: ANALISI GRANULOMETRICA E CONTENUTO D'ACQUA

ALLEGATO 2: CERTIFICATI DI PROVA DELLE ANALISI CHIMICHE E DEI TEST DI CESSIONE

ALLEGATO 3: RISULTATI DELLE ANALISI DI FLUORESCENZA RX E ANALISI DIFFRATTOMETRICA

1. PREMESSA

Su incarico dell'Autorità Portuale di Venezia è stata eseguita un'indagine geochimico-ambientale relativa ai contenuti e alla distribuzione del cromo nei sedimenti del Canale Malamocco-Marghera (Venezia), al fine di valutare l'origine (naturale o antropica) del metalloide in detto sito, nonché ipotizzarne la biodisponibilità.

Nella lettera del 10.11.1994 del Ministero dell' Ambiente al Magistrato alle Acque di Venezia, a integrazione del Protocollo 8 aprile 1993, è formulato che: *"nel caso in cui per taluni inquinanti siano sperimentalmente accertati valori più elevati di quelli fissati dal Protocollo attribuibili ad un'origine naturale, è prevista la possibilità di utilizzare, anche per siti di deposito non conterminati, materiali che abbiano un livello massimo degli inquinanti in questione pari al valore di fondo rilevato nella zona di deposito aumentato di due volte la deviazione standard. L'utilizzo di tali materiali comporta l'obbligo di effettuare nella zona di loro deposito un programma di monitoraggio, che sarà definito caso per caso, e che dovrà comunque accertare gli eventuali rilasci nell'ambiente ed i loro relativi effetti sul biota"*.

Pertanto, allo scopo di verificare l'origine e la biodisponibilità del cromo nei fondali dell'area di laguna in studio, sono stati prelevati campioni di sedimento lagunare ogni 20 cm per il primo metro e ogni 50 cm fino ad una profondità di 5 m, lungo n. 3 verticali d'indagine, per un totale di 39 campioni.

Il materiale raccolto è stato quindi sottoposto ad analisi granulometrica, chimica, mineralogica, nonché a test di cessione.

La presenza di cromo nei depositi lagunari è dovuta innanzitutto all'apporto naturale dei sedimenti fluviali (nel caso specifico, del fiume Brenta). Vale a dire che la composizione chimica e mineralogica dei sedimenti è specchio del chimismo e della mineralogia delle formazioni geologiche interessate dalle reti idrografiche dei fiumi che sfociano in laguna.

Il contenuto in un territorio di un elemento associato alle sole formazioni geologiche affioranti nel territorio a monte, costituisce il background (o fondo geochimico formazionale).

Qualora in un'area esistano anomalie in un dato elemento (ossia, valori significativamente superiori al fondo geochimico formazionale), si può essere in presenza di una provincia geochimica. Ossia, nel territorio possono essere presenti fenomeni di mineralizzazione che forniscono un apporto anomalo in uno o più elementi. Altrimenti, valori superiori al background sono spesso indice di apporti antropici.

Studi pregressi (Apitz et al, 2009) indicano quale valore di fondo per il cromo in Laguna di Venezia concentrazioni variabili da un minimo di 4 mg/Kg ad un massimo di 80 mg/Kg, con valori che spesso superano il limite A del Protocollo d'intesa (20 mg/kg).

Donazzolo et al. (1984) indicano un ingresso del Cr all'interno della laguna attraverso le bocche di porto. Le più elevate concentrazioni in questo elemento sono infatti riscontrate in sedimenti marini localizzati in prossimità del Fiume Brenta, che sfocia nel Mare Adriatico a circa 5 km a sud dall'ingresso del porto di Chioggia.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELLA LAGUNA DI VENEZIA

2.1. Evoluzione geologica

La Laguna di Venezia, situata nell'alto Adriatico, occupa una superficie di circa 550 km². Essa si estende per una cinquantina di chilometri tra le foci dei fiumi Brenta a sud e del Sile a Nord. Il litorale è suddiviso in quattro settori (Litorali di Chioggia, Pellestrina, Lido e Cavallino) da tre bocche di porto (Bocche di Chioggia, Malamocco e Lido), che permettono l'interscambio dell'acqua lagunare con quella del mare (Figura 2-1).

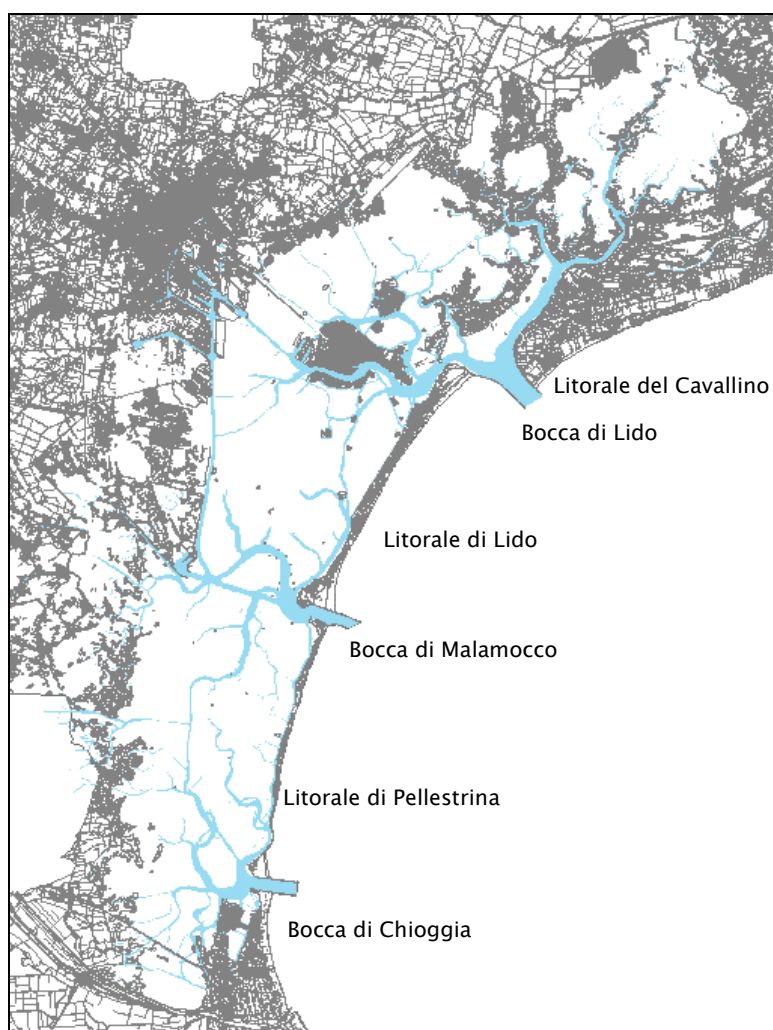


Figura 2-1 Laguna di Venezia.

Per comprendere l'evoluzione geologica della Laguna di Venezia occorre tornare indietro ad un tempo molto remoto, quando ancora il paesaggio era molto diverso da quello attuale.

L'area veneziana è situata al centro dell'avampese neogenico-quadernario condiviso fra la catena appenninica settentrionale NE-vergente e la catena subalpina orientale S-vergente. Tale avampese, in un contesto regionale più ampio, è situato all'estremità nord orientale della microplacca adriatica. (Tosi, 2007a, b).

Dal Serravalliano al Messiniano, il veloce avanzare verso SE del fronte della catena subalpina orientale in forte sollevamento determinò la formazione di una avanfossa con depocentro nell'area prealpina veneta orientale e friulana. Il relativo cuneo clastico, potente oltre 3 km nelle Prealpi, si assottiglia rapidamente verso la costa adriatica. La composizione dei clasti a forte prevalenza di carbonati evidenzia la provenienza da aree subalpine (Stefani, 1987).

Un evento di enorme rilevanza anche per il sottosuolo veneziano si verificò nel Messiniano, in risposta all'abbassamento del livello del Mediterraneo. Tutta l'area acquisì condizioni continentali con generalizzati processi erosivi e l'impostazione di un reticolo fluviale che proprio in corrispondenza dell'area veneziana aveva uno dei più vasti e profondi assi di drenaggio - la valle messiniana del paleo-Piave (Barbieri et al., 2004).

Nel Pliocene inferiore il reticolo fluviale messiniano guidò nell'area veneziana l'ingressione marina, con depositi marino prossimali e poi deltizi siltoso e sabbiosi, mentre piccole piattaforme carbonatiche plioceniche si formavano nei settori di rialzo periferico dell'avampese appenninico, al quale l'area ora appartiene a decorrere dal Pliocene.

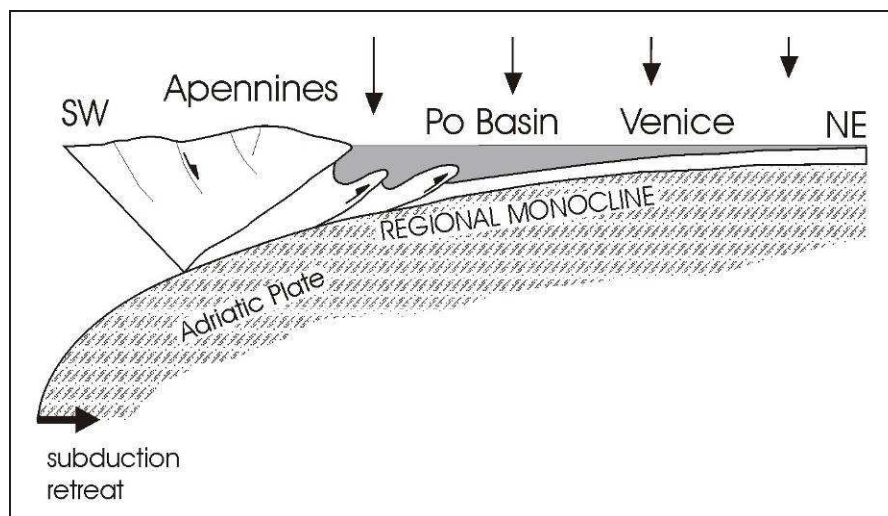


Figura 2-2 Schema dell'attuale sistema catena appenninica settentrionale - avanfossa padano-veneta, sulla cui rampa d'avampaese è situata l'are lagunare (da Carminati et al., 2003).

In tale intervallo, infatti, e con la maggior efficacia nel Quaternario, il fronte appenninico migrante verso NE determina la fessurazione della crosta veneta e friulana (Figura 2-2), producendo, nel Pliocene inferiore, un rialzo periferico nell'area lagunare e successivamente il suo rapido annegamento e l'instaurarsi di condizioni epibatiali. La subsidenza indotta dal carico tettonico dell'Appennino settentrionale ha prodotto oltre la metà (almeno 500 m) della subsidenza totale registrata dall'area lagunare nel Pleistocene. Per effetto della subsidenza dell'avampaese sotto il fronte appenninico, il cuneo clastico quaternario si assottiglia gradualmente verso NE, in direzione della porzione settentrionale della pianura friulana, entro la quale è sepolto l'attuale fronte subalpino. L'evoluzione del bacino veneziano negli ultimi 2,15 Ma è stata recentemente aggiornata attraverso gli studi condotti da Kent et al. (2002) e Massari et al. (2004; Figura 2-3). Nel corso del Pleistocene inferiore la piattaforma sprofondò rapidamente a profondità batiali. Questo intervallo fu caratterizzato da tassi di sedimentazioni piuttosto ridotti, rappresentati da fanghi emipelagici intercalati a livelli di sapropel. Tra la fine del Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio si instaurò la deposizione di una spessa sequenza di torbiditi bacinali, come risultato di un cospicuo apporto terrigeno

proveniente dal settore alpino sud-orientale. Successivamente una sedimentazione di tipo deltizio, principalmente legata alla progradazione del sistema paleo-Po, condusse al progressivo riempimento del bacino; questo episodio, che rappresenta la fase costruttiva più importante, si concluse con la prima comparsa di sedimenti continentali. La parte superiore della successione mostra un'organizzazione ciclica, con un incremento verso l'alto di depositi marini marginali e continentali sottoposti ad esposizione subaerea. In questo intervallo l'area veneziana si trovava sotto il livello del mare durante lo stazionamento glacioeustatico alto, ma emergeva durante le successive principali condizioni di stazionamento basso.

Durante la trasgressione tirreniana (interglaciale Riss-Würm) la costa si posizionò a monte dell'attuale, ma non raggiunse le zone su cui attualmente sorgono le città di Padova e Treviso, che pertanto rimasero emerse (Favero, 1987).

Nel tardo Pleistocene e nel successivo Olocene si sono registrate tre principali fasi deposizionali, riconducibili alle variazioni globali del livello del mare: i depositi di stazionamento basso, i depositi trasgressivi olocenici ed i depositi di stazionamento alto.

Durante la fase di stazionamento basso relativo all'ultima glaciazione (Last Glacial Maximum o LGM) il territorio esaminato appariva come una vasta pianura alluvionale solcata da corsi d'acqua, i cui paleovalvi, oggi sepolti o subaffioranti, sono stati individuati mediante indagini sismiche ad alta risoluzione (Stefanon, 1984; Mc Clennen et al., 1997).

In questo periodo, poiché il livello del mare era circa 110-120 metri più basso dell'attuale, la linea di costa era posizionata circa all'altezza di Pescara e quasi coincideva con il bordo della fossa del Pomo, dove veniva a trovarsi l'apparato deltizio del paleo-Po.

I principali depositi riferibili al LGM sono quelli relativi all'apporto dei fiumi Piave, Brenta, Bacchiglione, Adige e Po, i cui conoidi in aggradazione localmente si sovrapponevano, creando successioni sedimentarie complesse.

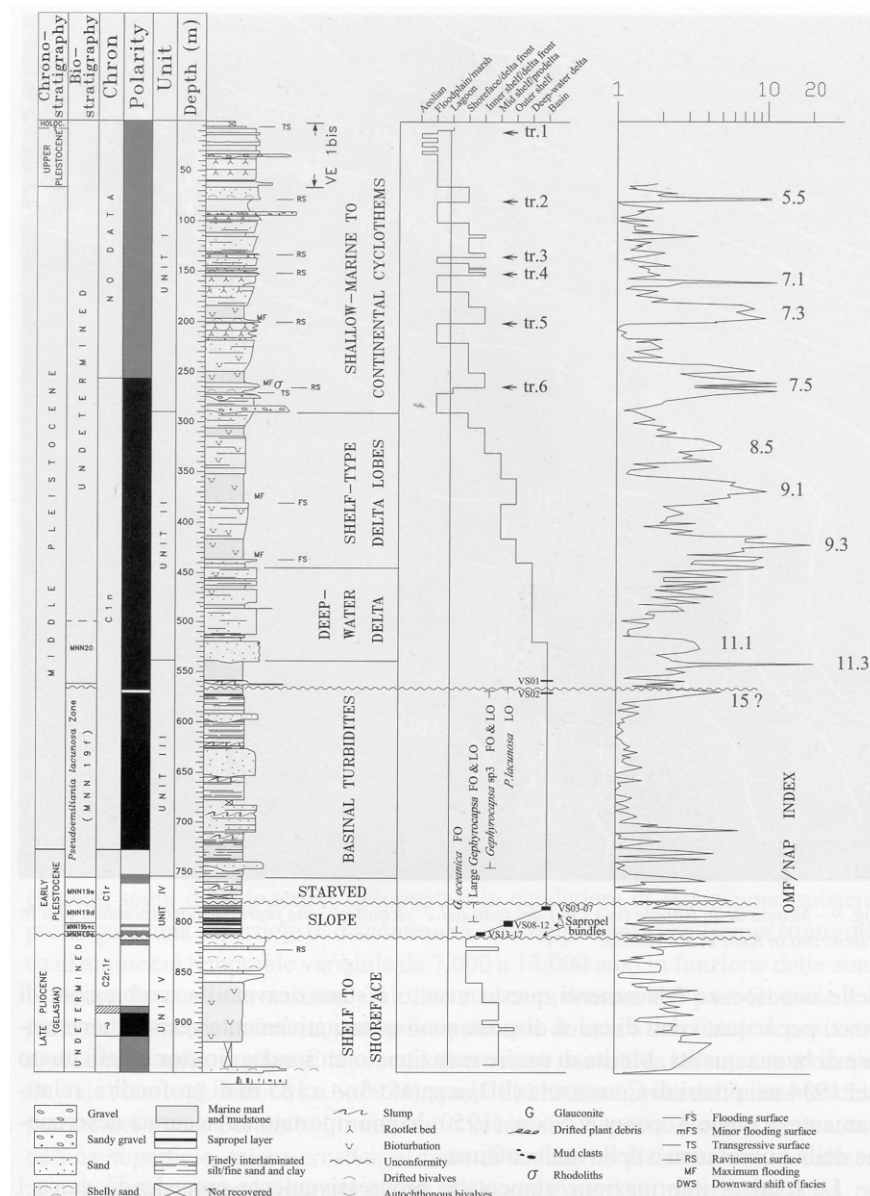


Figura 2-3 Stratigrafia dei carotaggi Venezia 1 - CNR e Venezia 1bis - CNR, terebrati nel centro storico di Venezia (da Massari et al., 2004). L'analisi di polarità magnetica è di Kent et al. (2002).

Un notevole abbassamento del livello di base, conseguenza del clima glaciale secco e successivamente arido (Bortolami et al., 1977), causò erosione ed approfondimento degli alvei fluviali.

I depositi sommitali di questa fase, datati circa 18.000 anni B.P., mostrano evidenti segni di pedogenesi sviluppatasi in condizioni di esposizione subaerea prolungata; una

superficie di discontinuità, che rappresenta una lacuna stratigrafica di ampiezza temporale variabile da 7.000 a 13.000 anni in funzione delle zone, li separa da quelli sovrastanti. Tale lacuna, comprensiva del post-Glaciale e di parte dell'Olocene inferiore, pare principalmente dovuta a scarsità di deposizione e, secondariamente, a locali fenomeni di erosione causati da un'intensa dinamica fluviale (Gatto & Previatello, 1974), quest'ultima rinvigorita dall'aumento delle portate dei fiumi. Pertanto il limite con i successivi depositi olocenici è marcato da una superficie, talora erosiva, al tetto di un'argilla pleistocenica, localmente nota come "caranto", ritenuta essere da alcuni Autori un paleosuolo, che, per esposizione subaerea ed il clima freddo secco, ha subito un processo di sovraconsolidazione. Il "caranto" è stato studiato e descritto in diversi lavori, tra i quali Matteotti (1962), Gatto & Previatello (1974), Gatto (1980; 1984), Tosi (1993; 1994a; 1994b; 1994c), Bonardi & Tosi (1994; 1995; 1997; 1999; 2000a; 2000b; 2001), Bonardi et al. (1997), Brambati et al. (2003), Mozzi et al. (2003), Tosi et al. (2007a; 2007b).

Il "caranto" ha spessore variabile compreso tra pochi centimetri e qualche metro ed è generalmente costituito da limi argillosi o argille limose molto compatti di colore grigio chiaro con screziature ocracee, contenenti noduli carbonatici con diametro pari a pochi millimetri. Il processo di pedogenesi e di sovraconsolidazione responsabile della sua formazione è avvenuto durante la fase corrispondente alla lacuna stratigrafica, o di ridotto apporto sedimentario, verificatasi tra 14.500 anni B.P. e l'inizio della trasgressione olocenica (Mozzi et al., 2003).

Il "caranto", nonostante abbia estensione regionale e si rinvenga non solo nell'area adriatica, ma anche in altre località costiere del mondo, presenta discontinuità laterali di ampiezza variabile. Infatti, in eteropia con questo livello limoso-argilloso possono essere presenti facies costituite sia da sedimenti marcatamente argillosi di origine lacustre-palustre, in cui la sovraconsolidazione può essere stata ostacolata da particolari caratteristiche tessiturali e deposizionali e dal verificarsi di limitati processi erosivi probabilmente in fase postglaciale-trasgressiva, sia da depositi sabbiosi, probabilmente di dosso fluviale, che spesso presentano tracce di pedogenesi e cementazione (Tosi et al.,

2007a; 2007b). Studi condotti nel sottosuolo della città di Venezia hanno evidenziato che durante questa fase la formazione di superfici vegetate e la presenza di saltuari apporti sedimentari possono avere localmente interrotto la pedogenesi (Serandrei Barbero et al., 2005a).

Una prima ricostruzione dell'andamento della superficie limite Pleistocene–Olocene in laguna, che facilita l'individuazione della profondità alla quale può essere rinvenuto il “caranto”, è stata proposta da Gatto & Previatello (1974) (Figura 2–4). In seguito, ulteriori aggiornamenti sono stati condotti da Gatto (1984), Tosi (1994c) e Brambati et al. (2003) e (Tosi et al., 2007a; 2007b). Recentemente una ricostruzione del livello stratigrafico del “caranto” in tutta la Laguna di Venezia è stata effettuata dal Consorzio Venezia Nuova – SELC Soc. Coop. (2009).

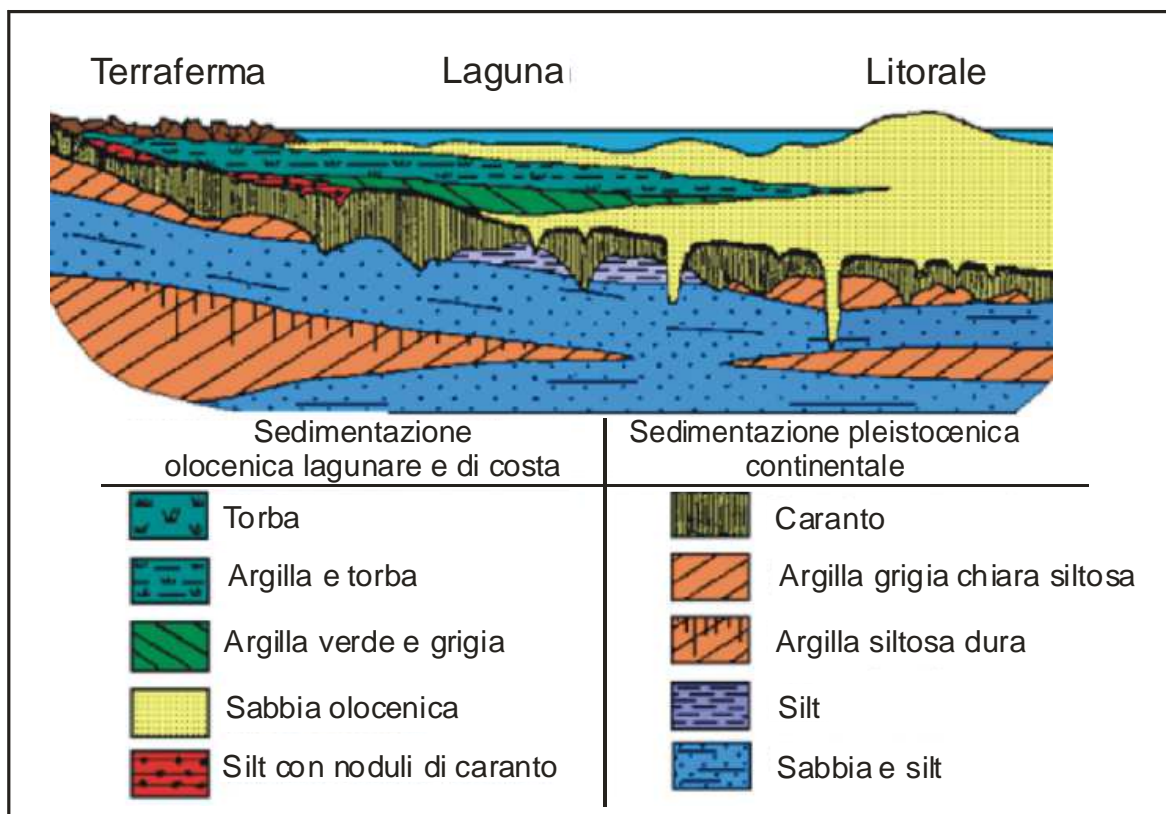


Figura 2–4 Schema stratigrafico dei depositi olocenici e tardo–pleistocenici lungo una sezione che attraversa il settore centrale della Laguna di Venezia (da Gatto & Previatello, 1974).

Durante la fase iniziale della trasgressione olocenica i solchi erosivi fluviali vennero riempiti dalle sabbie trasgressive marine (Fontes & Bortolami, 1973) e si formarono apparati litorali (alle cui spalle probabilmente si svilupparono lagune primordiali) che progressivamente arrivarono verso nord. Locali livelli di limi sabbiosi rimaneggiati di origine incerta, aventi struttura caotica e contenenti brecce di argille pleistoceniche, sono stati definiti di “esondazione” poiché si ipotizza possano essere il risultato di processi dinamici particolarmente intensi. La deposizione trasgressiva, durata circa 5.000 anni, è avvenuta in condizioni di rapido innalzamento eustatico e ridotto apporto sedimentario, accompagnata da un tasso di subsidenza che poteva raggiungere i 3 mm/anno (Bortolami et al., 1984; Serandrei Barbero et al., 2005b). Con la massima ingressione marina la linea di costa venne a trovarsi all'interno della Laguna attuale (Bavero & Serandrei Barbero, 1978; Serandrei Barbero et al., 2001; Serandrei Barbero et al., 2002).

Raggiunto l'optimum climatico, circa 5–6.000 anni B.P., l'innalzamento eustatico divenne più lento ed iniziò la fase di stazionamento alto, che comportò la regressione deposizionale, e quindi la progradazione, degli apparati costieri, grazie ai cospicui apporti solidi dei fiumi Piave, Brenta, Bacchiglione, Adige e Po e da tassi di subsidenza ridotti a valori medi di 1 mm/anno (Gatto & Carbognin, 1981; Bortolami et al., 1984).

Nella fascia di transizione tra il mare e la terraferma cominciarono a svilupparsi ambienti assai più complessi e differenziati rispetto alla situazione precedente, a loro volta caratterizzati da diversi tipi di sottoambiente.

Secondo il modello evolutivo della linea di costa proposto da Tosi (1994c) nell'area centro-settentrionale sarebbe prevalsa la tendenza trasgressiva marina fino a totale riempimento dell'alto morfologico individuato presso la bocca di Lido; l'aggradazione dei depositi sarebbe legata al graduale esaurimento di un importante ramo del fiume Brenta, di cui si riconoscono ancora oggi le tracce (Tosi et al., 2007a, b).

A sud invece, raggiunta la massima ingressione marina iniziò la progradazione del litorale, favorita dagli abbondanti apporti solidi dei fiumi Adige, Brenta e Bacchiglione, non equilibrati dall'innalzamento eustatico del livello marino.

In corrispondenza delle aree di margine lagunare interno, non direttamente interessate dagli apporti detritici, la subsidenza geologica portò all'ampliamento degli specchi d'acqua lagunari verso la terraferma.

Entro la sequenza olocenica, oscillazioni relative del livello marino di entità inferiore sono registrate dalla presenza di eventi deposizionali trasgressivo-regressivo secondari, probabili conseguenze di variazioni climatiche minori in grado di influire sui processi di apporto e di accumulo dei sedimenti e sul fenomeno dell'eustatismo. L'esempio più evidente è il ritrovamento di antiche barene sui depositi lagunari olocenici di stazionamento alto, sulle quali sono stati rinvenuti insediamenti antropici di età romana; seguono nuovamente verso l'alto depositi di ambiente lagunare, nella cui parte sommitale spesso si ripetono evidenze di barena (Serandrei Barbero et al., 1997; Bonardi, 1998; Bonardi et al., 1998; Serandrei Barbero et al., 2004).

L'evoluzione storica del comprensorio veneziano è stata notevolmente condizionata dagli interventi antropici soprattutto a partire dal 1000 d.C.: le trasformazioni più evidenti sono imputabili all'estromissione delle foci fluviali dalla laguna, altrimenti soggetta al processo di interrimento, in parte per l'aumento degli apporti solidi fluviali, in parte per la diminuzione del tasso di crescita del livello marino. Tali interventi, pur limitando il riempimento del bacino ne hanno favorito l'approfondimento e l'espansione verso la terraferma, soprattutto perché processi geochimici dovuti alla salinizzazione delle aree deltizie hanno provocato un incremento dei tassi di subsidenza (Tosi et al., 2007a, b).

Le opere antropiche effettuate nel secolo scorso, quali ad esempio la costruzione delle dighe foranee, hanno notevolmente modificato l'idrodinamica litoranea e lagunare e quindi i processi di risospensione, trasporto e deposizione dei sedimenti.

2.2. Caratteri Geomorfologici

La laguna di Venezia si inserisce nel contesto della pianura veneto-friulana, sulla quale, nel Quaternario recente, i fiumi hanno ripetutamente cambiato percorso a valle del loro

sbocco vallivo, interessando aree ampie fino a coprire migliaia di chilometri quadrati (Bondesan & Meneghel; 2004). Si sono così formati sistemi sedimentari che in pianura presentano una morfologia a ventagli, cioè ampi e piatti conoidi alluvionali (Cremaschi, 1987; Guzzetti et al., 1997; Castiglioni, 1999); per quelli di maggiori dimensioni si adotta il termine di “megafan” (Figura 2-5).

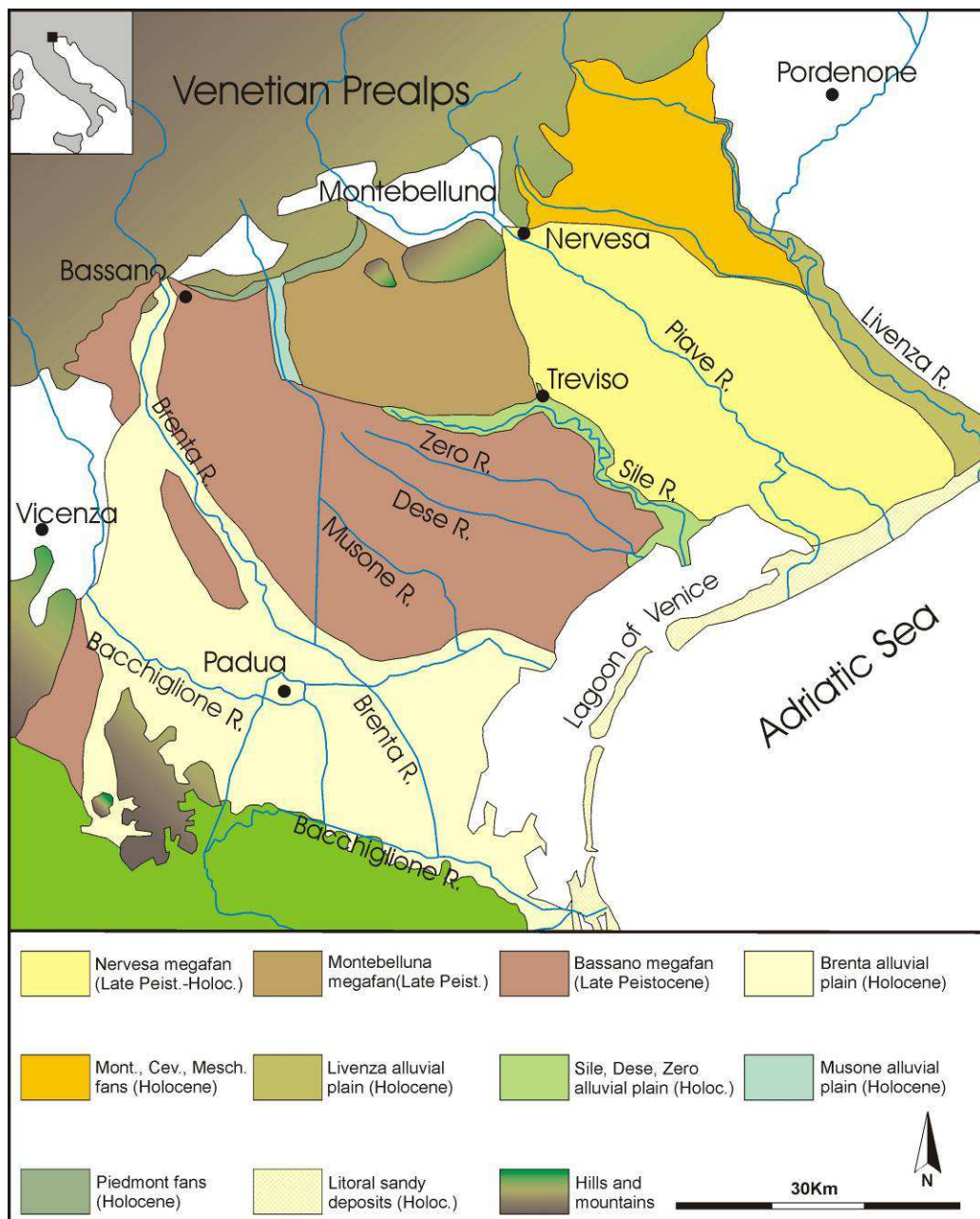


Figura 2-5 Schema dei sistemi deposi zionali nell’area della Laguna di Venezia (Modificata da Bondesan & Meneghel, 2004).

Nell'area veneta e friulana, soprattutto ad est del Naviglio Brenta, i diversi tratti di pianura costruiti dai maggiori fiumi sono ben distinguibili tra loro fino all'attuale linea di costa; in alcuni settori essi sono stati individuati, con buon grado di approssimazione, sulla base di dati geomorfologici, stratigrafici, pedologici, mineralogici ed archeologici (Comel, 1950; 1985; Provincia di Venezia, 1983; Mozzi, 1995; Castiglioni, 1999; Bondesan et al., 2002a; Fontana, 2002).

La pianura che si estende tra il Piave di Cortellazzo e il Sile, lungo i margini settentrionali della Laguna di Venezia, è interamente compresa nell'ala sinistra del megafan di Nervesa. La sua genesi è intimamente connessa con le vicende del Piave e gli apporti sedimentari sono interamente da ascrivere a questo corso d'acqua.

La pianura compresa tra Sile e Naviglio Brenta ricade nelle propaggini deposizionali tardo-pleistocenico del Brenta, che si allunga verso SE dallo sbocco in pianura della valle del Brenta (Valsugana), presso Bassano del Grappa, fino all'area perilagunare veneziana (Comel, 1964; Castiglioni, 1969; Pianetti, 1979; Pellegrini et al., 1984). L'importante apparato alluvionale è denominato "megafan di Bassano". Il momento di ultima aggradazione è da ascrivere all'ultimo massimo glaciale, tra 22.000 e 14.500 anni ¹⁴C B.P. (Bondesan et al., 2002b). Quando iniziò a formarsi la laguna, circa 6.000 anni fa, la pianura non era dunque più attiva ed è stata passivamente ricoperta dai depositi lagunari. In questo settore distale del megafan di Bassano il suolo sviluppato al tetto dei sedimenti pleistocenici è caratterizzato da importanti fenomeni di rimobilizzazione dei carbonati, con conseguente formazione di orizzonti calcici (Giandon et al., 2001). Nel sottosuolo della laguna centrale questo suolo (caranto) si è conservato sotto i sedimenti lagunari (Gatto & Previatello, 1974; Tosi, 1994c; Mozzi et al., 2003). Durante l'olocene gli unici sistemi fluviali attivi sono stati quelli dei corsi d'acqua di risorgiva.

Il tratto di pianura ad ovest della conterminazione lagunare rappresenta la porzione terminale del sistema deposizionale olocenico del Brenta (Favero & Serandrei Barbero, 1978; 1980; Castiglioni, 1982; 1989; Castiglioni et al., 1987; Bassan et al., 1994; MURST, 1997; Bondesan et al., 2002). Esso confina a nord con il sistema tardo-pleistocenico del Brenta (mefan di Bassano) ed a sud con quello olocenico dell'Adige.

Nell'area si osserva una grande abbondanza di tracce di origine fluviale e l'assenza di elementi relitti del sistema lagunare, nonostante ampi tratti di pianura posti a ridosso della laguna si trovino attualmente sotto al livello marino e siano mantenuti asciutti solo grazie all'opera di bonifica con scolo meccanico delle acque. Questo particolare assetto geomorfologico è spiegabile considerando che circa 5 secoli fa la posizione del margine interno lagunare era spostata verso mare di alcuni chilometri, come si evince dalla cartografia cinquecentesca. La pianura alluvionale che si estendeva su gran parte della laguna meridionale è stata dunque invasa dalle acque salmastre in età rinascimentale e moderna. A partire dal 1610 i Veneziani intrapresero la costruzione della "conterminazione lagunare, un'arginatura del margine interno lagunare che fu terminata nel 1791 e che tuttora separa nettamente la laguna dalla terraferma. Questi argini hanno difeso l'attuale terraferma dall'ingressione marina degli ultimi secoli, impedendo il sovrapporsi di forme lagunari sul substrato alluvionale.

Il tratto di pianura delimitato a nord dal corso del Naviglio Brenta e a sud dal Bacchiglione si è formato a seguito di divagazioni del Fiume Brenta connesse con un tracciato passante a NE di Padova per Vigodarzere e Ponte di Brenta. Complessivamente si presume che la sua età di formazione sia tardo olocenica.

2.3. Influenza dell'apporto solido sull'evoluzione della Laguna

L'evoluzione paleoambientale della Laguna di Venezia è intimamente connessa all'apporto solido proveniente dai Fiumi Sile e Piave relativamente alla parte settentrionale e dai Fiumi Brenta e Bacchiglione per quella centro-meridionale.

In Figura 2-6 è rappresentata la sequenza dello spostamento, rispetto alle bocche lagunari del Piave e del Sile e dell'allontanamento del Brenta e del Bacchiglione. Questi spostamenti hanno notevolmente modificato i volumi di sedimenti in ingresso dall'entroterra alla laguna, passando dai 700.000 m³ annui (nel 1500) ai 30.000 m³ attuali.

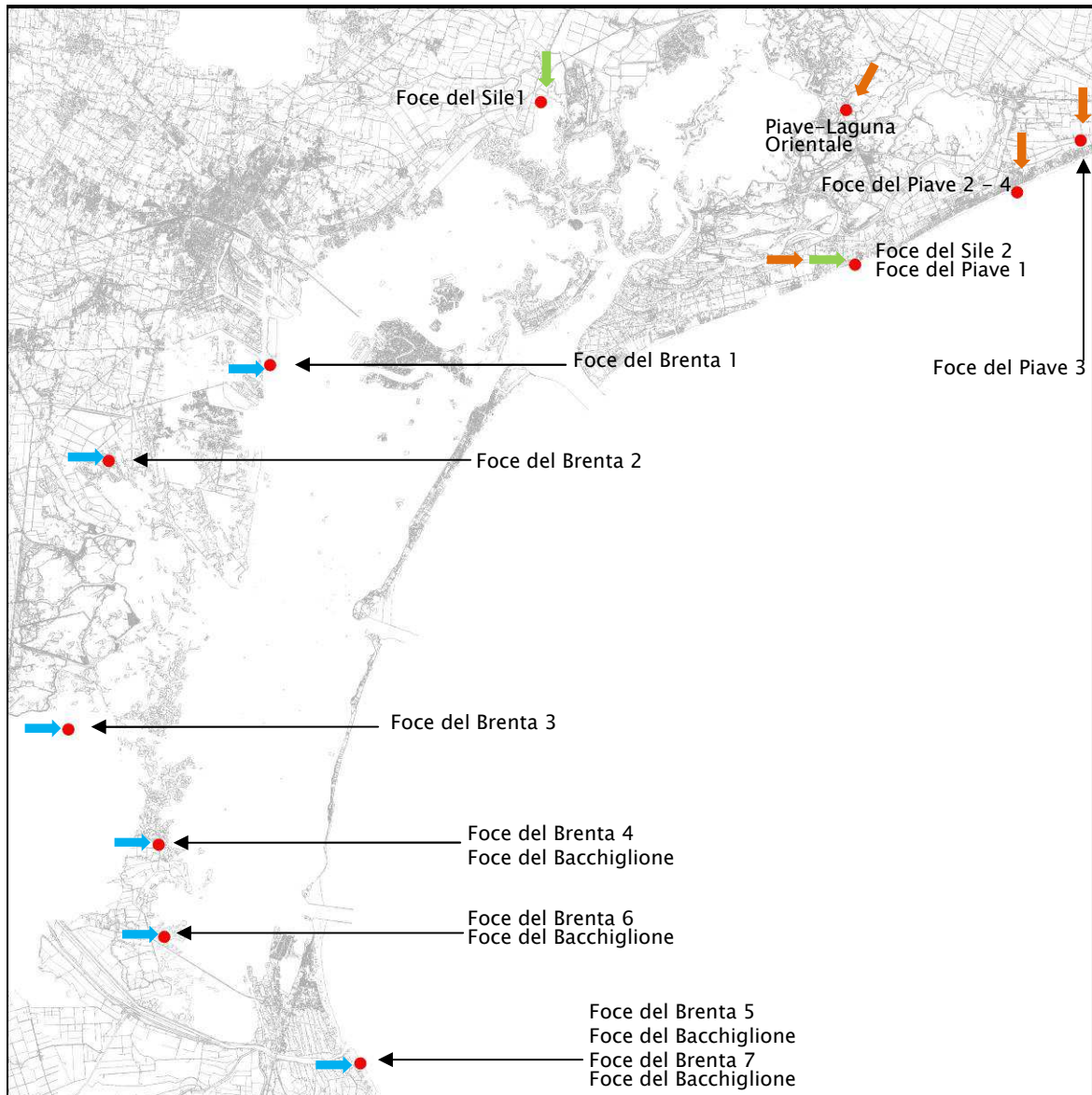


Figura 2-6 Sequenza dello spostamento delle Foci dei fiumi Piave, Sile, Brenta e Bacchiglione. Foce del Sile (freccia verde): 1. Portegrandi; fino al 1684. 2. Piave Vecchia; dal 1684. Foce del Piave (freccia arancione): 1. Piave Vecchia; fino al 1535 e foce principale dal 1535 al 1664. 2. Cortellazzo; derivazione parziale dal 1535 al 1664. 3. Santa Margherita; dal 1664 al 1683. 4. Cortellazzo; dal 1683. Foci del Brenta e del Bacchiglione (freccia azzurra): 1. Fusina; Brenta fino al 1327 e parzialmente nel periodo 1327-1738, in cui la foce subisce un'alternanza di spostamenti tra Malamocco e Fusina. 2. Bacino di Malamocco; Brenta parzialmente dal 1327 al 1438 (in alternanza con Fusina) e dal 1438 al 1457. 3. Lugo; Brenta dal 1457 al 1495. 4. Brenta dal 1495 al 1548 e Bacchiglione fino al 1548. 5. Brondolo; Brenta e Bacchiglione dal 1548 al 1852. 6. Brenta e Bacchiglione dal 1852 al 1896. 7. Brondolo; Brenta e Bacchiglione dal 1896. (Modificato da Consorzio Venezia Nuova).

In particolare, l'evoluzione della laguna settentrionale è stata influenzata dall'apporto solido del Fiume Piave probabilmente solo durante le sue prime fasi evolutive.

Allo sbocco in pianura il Piave ha depositato tre distinte conoidi alluvionali: la più antica di quelle riconoscibili in superficie si è formata durante il periglaciale würmiano, delle tre è la più occidentale, e si sviluppa a sud-ovest di Cornuda fino a nord di Castelfranco e fino al Torrente Musone; la seconda si estende a sud-est di Montebelluna, fino a Treviso; la terza, la più recente, ha il suo apice a Nervesa e si colloca ad est del Torrente Giavere e di Treviso (Favero, 1983). Le alluvioni delle prime due conoidi sono state ritrovate nella zona centrale della laguna di Venezia a circa 25 m di profondità, la cui deposizione risale a 23.000 anni fa, quando l'area lagunare non esisteva ancora (Favero et al., 1973; Favero, 1983).

A valle di San Donà sono stati individuati quattro percorsi alternativi del Piave (Favero, 1983), corrispondenti alle zone di più attiva sedimentazione e quindi morfologicamente più rilevate rispetto alle zone adiacenti. Il primo percorso è stato individuato a est di S. Donà, ai lati del Canale Piovan di Ponente, e si è estinto in epoca medioevale (Castiglioni e Favero, 1987); gli altri percorsi coincidono all'incirca con la posizione attuale, con il Taglio da Re e con il percorso della Piave Vecchia, attivi dal Medioevo all'Età moderna.

La foce attuale del Piave si è impostata a Cortellazzo nell'inverno del 1683 in seguito alla rotta della Landrona. Secondo Favero (1983) il Piave sfociava qui o nei pressi anche in periodi precedenti, almeno dall'epoca romana in poi. Di supporto a questa ipotesi sono gli studi della morfologia costiera, il confronto degli elementi morfologici con carte storiche della laguna e gli studi sedimentologici e paleoecologici condotti nella zona settentrionale della Laguna di Venezia, i quali hanno portato ad escludere un'immissione di rami importanti del Piave almeno dall'epoca romana in poi (Alberotanza et al., 1977).

Per quanto riguarda l'evoluzione della laguna meridionale, questa è fortemente connessa alla variazione nella posizione della Foce del Fiume Brenta (Figura 2-6). Il suo percorso, nel tratto di pianura, ha infatti subito notevoli modificazioni nel tempo. La sua conoide alluvionale, che ha apice allo sbocco del Canale del Brenta, è di notevole estensione e nell'alta pianura si presenta terrazzata. La direzione dei terrazzi più antichi insieme ad

altri elementi morfologici indicano percorsi del fiume verso SE, i quali hanno formato con le loro alluvioni una zona morfologicamente rilevata lungo la direttrice Castelfranco-Mestre. Questa struttura è riconoscibile non solo morfologicamente nella bassa pianura (Mestre, Campalto e Tessera sono in posizione più elevata rispetto alle zone a NE e a SO) ma anche sotto i sedimenti olocenici della laguna, ed ha inoltre influenzato la posizione della prima linea di costa circa 6.000 anni fa (Favero, 1983).

Durante l'Olocene il Brenta ha subito un graduale spostamento verso est, la direzione iniziale Bassano-Vicenza è cambiata in quella attuale che porta il Brenta ad oriente di Padova. Sempre nel medesimo periodo, nella bassa pianura a sud di Padova si sono verificati spostamenti da ovest verso est, con conseguente migrazione della foce da Chioggia verso Mestre. Prima delle opere di allontanamento dei fiumi dalla laguna, effettuata dall'uomo (fine Medio Evo), il tratto terminale del Brenta era caratterizzato da un percorso fluviale preferenziale e da percorsi secondari o alternativi. In età medioevale il percorso principale passava per Dolo, Oriago e Fusina (Favero, 1983).

Dal Medioevo in poi l'uomo è intervenuto sull'evoluzione naturale del Brenta con opere di arginatura e di diversione. Queste sono riassunte nei seguenti punti (Zunica, 1974) (Figura 2-6):

- Tra il XIII e il XIV sec. la foce del fiume subì vari spostamenti all'interno della laguna da N a S e viceversa.
- Nel 1540 estromissione del Brenta dalla laguna e costituzione di un'unica foce a mare con il Bacchiglione presso Brondolo (sud di Chioggia) dove vi permane per circa 3 secoli,
- Tra il 1840 e il 1890 immissione nella laguna di Chioggia dove nell'arco di cinquanta anni il fiume costruì l'area denominata Delta Brenta, che successivamente divenne oggetto di Bonifica.
- Alla fine dell'800 il Brenta fu riportato a Brondolo.

L'evoluzione del bacino meridionale è quindi intimamente connessa al Fiume Brenta, che con i suoi apporti solidi ha caratterizzato gli ambienti di deposizione che si sono

succeduti nel tempo fino alla sua definitiva estromissione dalla laguna ad opera dell'uomo.

3. BACINI IDROGRAFICI DEL BRENTA E BACCHIGLIONE

I Fiumi che hanno maggiormente influenzato l'evoluzione della Laguna centro-meridionale di Venezia sono il Brenta e il Bacchiglione (Figura 2-5).

3.1. Bacino Idrografico del Brenta

Il Fiume Brenta nasce dal Lago di Caldonazzo, nel Trentino orientale, a 450 m s.l.m. e sfocia a sud di Chioggia presso Brondolo, dopo aver attraversato gran parte della Regione Veneto. Il corso d'acqua è lungo 174 Km e può essere diviso in due parti: una montana di circa 70 Km, dall'origine ai pressi di Bassano, l'altra di pianura (Tessari, 1981).

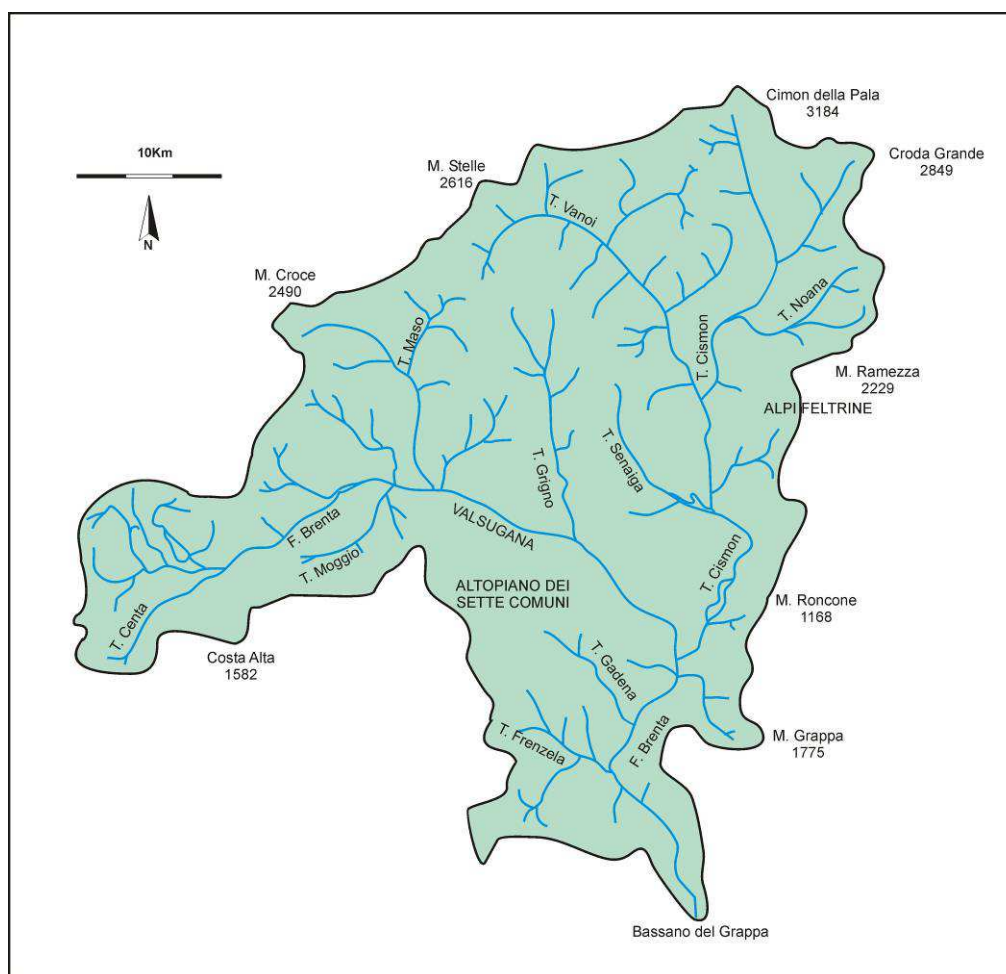


Figura 3-1 Carta idrografica schematica del Bacino Montano del Brenta (Modificata da Tessari, 1981).

Il bacino montano presenta una spiccata asimmetria (Figura 3-1) fra il settore settentrionale e quello meridionale: il primo è molto esteso e inciso da una fitta rete idrografica, il secondo è più limitato e nel tratto centrale è privo di torrenti significativi. Questa configurazione è dovuta alle caratteristiche orografiche e geo-litologiche del Bacino. Gli affluenti più importanti sono quelli di sinistra provenienti dai rilievi meridionali delle Dolomiti; essi sono, procedendo da W verso E, il T. Maso, il T. Grigno, il T. Cismon, che con le sue aste secondarie Noana, Vanoi e Senaiga, è il più rilevante sistema idrografico affluente del Brenta, sia per estensione del bacino imbrifero, che per il suo contributo idrico. I tributari più significativi di destra, che scendono dalle Prealpi, sono il T. Centa, il T. Moggio, il T. Gadena e il T. Frenzela (Tessari et al., 1981).

3.1.1. Caratteristiche litologiche e mineralogiche

Il primo tratto della Valsugana (la valle del Brenta) è impostato su un elemento tettonico di importanza regionale, la Linea della Valsugana, che attraversa interamente il Bacino Montano del Brenta. Tale struttura individua due aree a litologia e stile tettonico differente. A sud di questa estesa dislocazione affiora una serie di sedimenti marini e continentali (essenzialmente dolomie, calcari, ma anche marne e arenarie) avente comportamento plastico; infatti le formazioni risultano dislocate prevalentemente per piega e piega-faglia. La regione posta a nord è caratterizzata da rocce intrusive, effusive, metamorfiche (complesso metamorfico alpino) e da terreni principalmente dolomitici e calcare-dolomitici (Braga et al., 1971; Castellarin et al., 1968). Lo stile tettonico prevalente è rappresentato da un insieme di faglie e fratture.

Il basamento cristallino delle Alpi Meridionali (Cristallino sudalpino, Archeozoico-Paleozoico Inf.) affiora estesamente nel bacino del Brenta, costituendo una fascia irregolare che si estende da Trento a Primiero fino all'Agordino. Esso è costituito da tipi

litologici diversi, i quali si alternano più o meno fittamente con frequenti passaggi reciproci sia in senso orizzontale che verticale.

– *Filladi quarzose, filladi albitiche; quarziti e quarziti filladiche grigio-verdastre con frequenti lenti e noduli di quarzo; scisti albitico-muscovitici; filladi carboniose; scisti verdi.* I litotipi prevalenti sono rappresentati dalle filladi quarzose e dalle filladi albitiche. Al microscopio la struttura appare nettamente cristalloblastica e i componenti mineralogici fondamentali sono: quarzo, albite, muscovite e/o clorite, ai quali localmente si associano in quantità subordinata biotite, epidoti e carbonati ed in rari casi granato. Filladi e quarziti carboniose non sono molto diffuse. I caratteri tessiturali, strutturali e compositivi sono analoghi a quelli delle altre metamorfite con l'aggiunta di abbondante sostanza carboniosa. Gli scisti verdi sono costituiti essenzialmente da clorite, albite, epidoto, calcite e quarzo ai quali si accompagnano in quantità accessorie magnetite, ematite, pirite, rutilo, goethite, apatite, titanite, zirconio e raramente talco.

– *Gneiss a grossi porfiroblasti di feldspato potassico; gneiss a grana medio-minuta, talora a piccoli occhi di albite, di quarzo ed a luoghi di feldspato potassico; porfiroidi.* Il litotipo di gran lunga prevalente è rappresentato da una roccia gneissica a porfiroblasti medio-minuti, che risaltano su una massa di fondo minuta di composizione quarzosa, feldspatica, micacea, cloritica. Molto meno frequente è un altro litotipo, che macroscopicamente presenta grossi occhi feldspatici (fino a 3 cm) immersi in una matrice sericitica, quarzoso-feldspatica, di tipo filladica. Lo spessore in affioramento si aggira attorno a 600–700 m.

– *Parascisti albitici nodulari (“paragneiss”) in facies biotitica e cloritica, con locali intercalazioni di fels quarzo-albitici e di filladi quarzifere.* Le facies più comuni sono caratterizzate dalla presenza di elementi albitici, quarzosi, cloritici e biotitici, immersi in una massa di fondo costituita da minuti cristalli di quarzo, albite, clorite, biotite, muscovite, epidoto, ecc. Si associano a queste facies intercalazioni filladiche quarzose minute e di fels quarzo-albitici chiari.

Nello zoccolo cristallino si trova il complesso intrusivo di Cima d'Asta (Carbonifero Superiore), costituito dai seguenti tipi litologici:

- "*Granito di Cima d'Asta*". *Graniti biotitici con plagioclasio prevalente sul feldspato potassico e granodioriti biotitiche, talora con rari fenocristalli di feldspato potassico.* Il tipo petrografico più diffuso possiede tipica struttura olocristallina granulare, grana media e presenza di grossi cristalli isolati di feldspati potassici. Tale litotipo sfuma verso graniti aplitici o più frequentemente fa passaggio a termini schiettamente granodioritici. I componenti mineralogici fondamentali sono: quarzo, plagioclasti, feldspato potassico e biotite, quest'ultima a luoghi parzialmente o totalmente cloritizzata. Tale processo è accompagnato da una minuta segregazione di ossidi di ferro e talvolta dalla formazione di granuli di epidoto e di titanite. Solo raramente nelle granodioriti si è ritrovato l'anfibolo.

- "*Granito di Caoria*". *Graniti biotitici con prevalenza di feldspato potassico sul plagioclasio.* La facies più comune possiede grana media; localmente può presentare una grana più grossa, quasi pegmatitica, con arricchimenti di tormalina e granato. Al contatto con le filladi incassanti la roccia intrusiva assume una grana più minuta che la accosta a tipi aplitici. All'esame microscopico prevalgono i componenti sialici e, tra questi, il più abbondante è il microclino, seguito da quarzo e plagioclasti, questi ultimi spesso seriticizzati. L'unico componente femico essenziale è la biotite, talora cloritizzata, che spesso include apatite, zirconio e rutilo.

- La *facies aplitica marginale* esistente al contatto con le filladi è formata quasi esclusivamente da minerali sialici: quarzo, microclino e plagioclasio. L'unico componente femico è la biotite, spesso cloritizzata.

- *Graniti porfirici ad abbondanti fenocristalli bianchi o rosati di feldspato potassico.* L'aggregato fondamentale della roccia, a struttura ipidiomorfa, è costituito da quarzo, feldspato potassico, plagioclasti e biotite quasi sempre trasformata in clorite. In quantità del tutto subordinata si può rinvenire dell'orneblenda verde in gran parte cloritizzata.

- *Tonaliti marginali a grana medio-grossa; a grana fine, prive o molto povere di feldspato potassico.* Al microscopio mostrano struttura granulare ipidiomorfa ed i componenti

mineralogici essenziali sono: plagioclasio, quarzo, feldspato potassico, biotite ed anfiboli. Componenti accessori sono apatite, epidoto, zirconio e minerali opachi.

– *Gabbrodioriti e monzograniti quarzifere, pirosseniche, a grana minuta.* All'esame microscopico mostrano struttura granulare olocristallina ipidiomorfa e grana minuta. I componenti essenziali sono: plagioclasio, pirosseni, quarzo, ortoclasio, biotite ed orneblenda. Gli accessori più comuni sono magnetite, apatite, zirconio; dove le alterazioni sono spinte si formano calcite, clorite ed idrossidi di ferro.

– *Apliti e rioliti granitiche e granodioritiche in filoni; lamprofiri; andesiti, monzoniti in filoni; filoni di quarzo.* I principali costituenti sono quarzo, feldspato potassico, plagioclasio e rara biotite. Nei termini monzonitici i componenti principali in ordine di abbondanza sono: plagioclasio, orneblenda verde, feldspato potassico, quarzo, pirosseni ed epidoti.

Il territorio a nord della Linea della Valsugana, nell'ambito del Bacino del Brenta, comprende oltre i complessi rocciosi sopra citati anche alcune formazioni triassiche tra le quali la Dolomia dello Sciliar, che costituisce il Gruppo delle Pale di S. Martino, e ridottissimi affioramenti di vulcaniti atesine.

Le Vulcaniti Atesine (Permiano) costituiscono un complesso molto potente che si estende da Trento a Predazzo. Si suddividono in due grandi gruppi di formazioni.

Gruppo Inferiore:

– *Ignimbriti riodacitiche, quarzolatitiche e riolitiche; tufi medio-granulari e grossolani di simile composizione, contenenti frammenti di filladi, talora alternati a tufi minuti.* Al microscopio risultano costituite da fenocristalli di plagioclasio, quarzo, biotite e massa di fondo criptocristallina. La potenza è molto variabile: 10 – 150 m.

– *Lave andesitiche, trachiandesitiche e latitiche.* Prevalenti fenocristalli di plagioclasio e di minerali femici trasformati in clorite, diffuse mineralizzazioni a pirite. Spessore 0 – 300m

Gruppo Superiore:

– *Lave dacitiche e riodacitiche.* Struttura porfirica per fenocristalli di plagioclasio, accompagnato da biotite e scarso quarzo. Spessore attorno a 100 m.

- *Arenarie e conglomerati ad elementi vulcanici (riodaciti) e tufi.* Potenza intorno a 20 m.
- *Ignimbriti riodacitiche.* Rocce porfiriche con fenocristalli di plagioclasio, quarzo e biotite. Lo spessore può raggiungere valori massimi di 350 m.
- *Tufi, arenarie e conglomerati ad elementi vulcanici.* Costituiti da cristalli di plagioclasio, quarzo, biotite e da frammenti di metamorfiti e di vulcaniti varie. Spessore 5 - 20 m.
- *Lave riolitiche e riodacitiche; localmente livelli di tufi, talvolta conglomeratici.* Lave a struttura porfirica con fenocristalli di quarzo, plagioclasio, feldspato potassico e biotite.
- *Lave dacitiche, con intercalazioni di tufi.* Lave a fenocristalli di plagioclasio e scarsi minerali femici profondamente alterati. Sono diffuse le mineralizzazioni a pirite.
- *Ignimbriti riolitiche e quarzolatitiche.* Sono porfiriche per fenocristalli di quarzo, plagioclasio, feldspato potassico e biotite. Potenza 200- 300 m, massima 800 m.

Tabella 3-1 Bacino del Brenta: tabella riepilogativa dei litotipi e della mineralogia

Litotipi	Mineralogia
Basamento cristallino delle Alpi Meridionali	<p><i>Filladi:</i> quarzo, albite, muscovite e/o clorite, subordinatamente biotite, epidoti e carbonati, raro granato.</p> <p><i>Scisti Verdi:</i> clorite, albite, epidoto, calcite e quarzo, magnetite, ematite, pirite, rutilo, goethite, apatite, titanite, zircono e raramente talco.</p> <p><i>Gneiss:</i> quarzo, feldspato, mica, clorite.</p> <p><i>Parascisti albitici nodulari:</i> albite, quarzo, clorite e biotite, muscovite, epidoto.</p>
Complesso intrusivo di Cima d'Asta	<p><i>Graniti:</i> quarzo, plagioclasio, feldspato potassico e biotite (parzialmente o totalmente cloritizzata),</p> <p><i>Tonaliti:</i> plagioclasio, quarzo, feldspato potassico, biotite ed anfiboli; accessori: apatite, epidoto, zircono e minerali opachi.</p> <p><i>Gabbrodioriti:</i> plagioclasio, pirosseni, quarzo, ortoclasio, biotite ed orneblenda; accessori più comuni: magnetite, apatite, zircono.</p>
Vulcaniti Atesine	<p><i>Gruppo Inferiore:</i></p> <p><i>Ignimbriti:</i> plagioclasio, quarzo, biotite.</p> <p><i>Lave:</i> plagioclasio e minerali femici trasformati in clorite, diffuse mineralizzazioni a pirite.</p> <p><i>Gruppo Superiore:</i></p> <p><i>Lave:</i> plagioclasio, biotite e scarso quarzo</p>
Dolomia dello Sciliar	dolomite
Complesso sedimentario	dolomite, calcite

Nel versante destro e sinistro della Valsugana, a sud dell'omonima struttura tettonica, affiorano formazioni sedimentarie di età compresa tra il Trias e il Miocene; le più estese sono rocce dolomitiche (Dolomia principale) e calcaree (es.: Calcari gigi, Rosso Ammonitico, Biancone e Scaglia Rossa), i cui minerali fondamentali sono dolomite e calcite.

3.1.2. Mineralogia dei sedimenti fluviali

La mineralogia dei sedimenti fluviali del Brenta è stata ampiamente studiata da Jobstraibizer e Malesani (1973), di cui si riportano di seguito i risultati:

Calcite e dolomite sono comunissimi costituenti delle sabbie del Brenta. Entrambi si presentano sotto forma di minerali e di frammenti rocciosi.

La silice è il principale componente delle sabbie, rappresentato da quarzo e, in piccola parte, da selce e gusci di radiolari.

Feldspati alcalini e plagioclasi sono componenti copiosissimi di queste sabbie. Sono presenti l'ortoclasio e il microclino in cristalli puri o con fine dispersione ematitica che impartisce una spiccata colorazione rossiccia.

I minerali micacei sono rappresentati da muscovite, clorite e biotite più o meno trasformata in vermiculite; generalmente nelle frazioni più fini prevalgono le lamelle di muscovite, mentre alle grane maggiori aumenta la biotite vermiculitizzata. Molto più rari sono i granuli verde-bruni di serpentino; eccezionalmente può comparire qualche granulo di glauconite.

Nelle frazioni più grossolane si trovano granuli rocciosi grigio-scuri, composti da più fasi mineralogiche, specie fillosilicati, rappresentanti frammenti di rocce metamorfiche. Abbastanza comuni anche i granuli bruno-rossicci costituiti da quarzo e feldspati con qualche mica, provenienti da porfidi e rocce intrusive acide.

Tra i minerali pesanti si riscontrano: Ilmenite, anatasio, brookite, rutilo, magnetite, ematite, granato, zircone, stauroilite, cianite, monazite, epidoti, cloritoide, ortopirosseno, augite, titanite, clorite, biotite, orneblenda, tormalina, apatite, andalusite, fluorite.

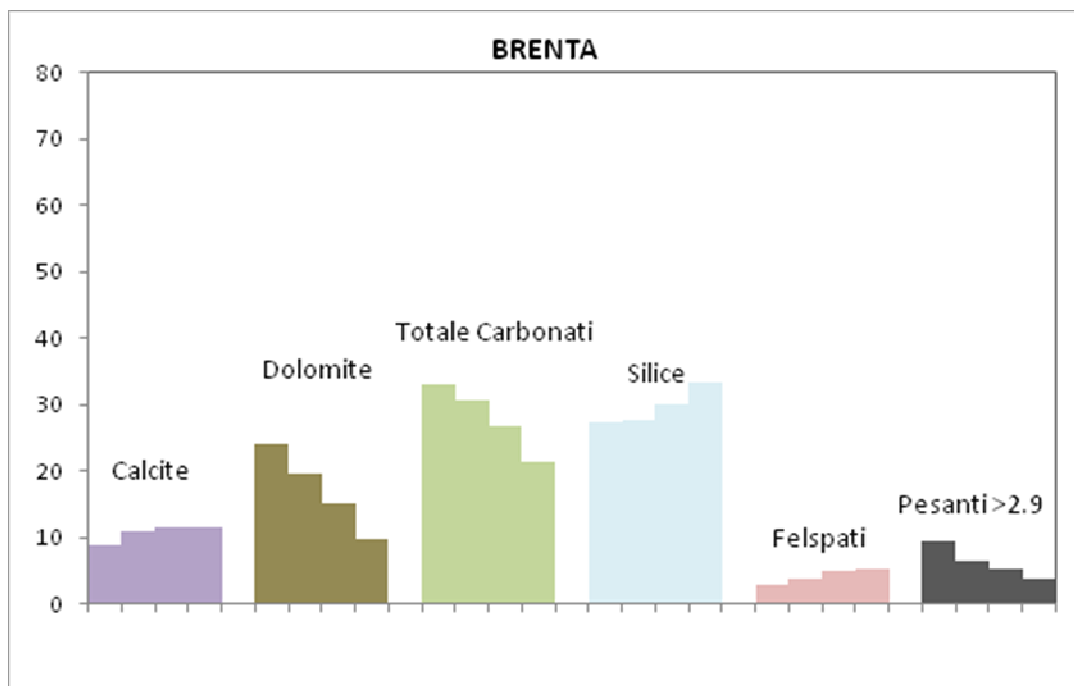


Figura 3-2 Contenuto di carbonati, silice, feldspato e minerali pesanti (Modificata da Jobstraibizer e Malesani, 1973).

Tabella 3-2 Schematizzazione dei sedimenti fluviali del Brenta basata sui minerali pesanti (modificata da Jobstraibizer e Malesani, 1973).

Minerali Indice	brookite–monazite
Minerali Prevalenti	fillosilicati
Minerali rari	granato, pirosseni, tremolite–attinoto, magnetite, titanite
Presenze caratteristiche	Ilmenite, ossidi di Ti, orneblenda verde, cloritoide, tormalina, pistacite, brookite
Assenze caratteristiche	Spinello, siderite, sillimanite

3.2. Bacino Idrografico del Bacchiglione

Il fiume propriamente chiamato Bacchiglione è un corso di pianura. Nasce dalle falde freatiche nei pressi di Novaledo ed è agli inizi una corrente di risorgiva.

Il Bacchiglione è incrementato nel tratto tra Novaledo e Vicenza dagli affluenti Igna, Timonchio, Orolo e Retratone in destra e dall'Astichello in sinistra i quali convogliano acque montane, risorgive e scoli di pianura. A valle di Vicenza il Bacchiglione, assunto il suo nome, riceve in località Debba il maggiore dei suoi affluenti: L'Astico Tesina a carattere torrentizio.

Il fiume da Vicenza si dirige verso Padova dove riceve in sinistra a Volta Brusegana le acque del canale Brentella derivato a Limena dal Brenta. Successivamente in località Bassanello il Bacchiglione si divide in tre rami: il Piovego, il Roncaiette o Bacchiglione inferiore e il canale Battaglia. E' il secondo corso che giunge al mare in località Brondolo congiungendosi alla foce del Brenta.

3.2.1. Caratteristiche litologiche e mineralogiche

Il bacino imbrifero del Bacchiglione è costituito dal bacino dell'Astico ad oriente e da quello del Leogra ad occidente. Fa seguito ai margini sud-occidentali del bacino del Leogra quello del Retrone che ha modesta e secondaria importanza.

La parte principale del bacino dell'Astico si imposta nel massiccio calcareo compreso tra Asiago e Folgarida. Le rocce affioranti sono essenzialmente di natura calcarea. I versanti occidentale e sud-occidentale sono costituiti da formazioni del Trias (calcari dolomitici, dolomie subsaccaroidi, dolomie stratificate e calcari cristallini ed oolitici); nei versanti settentrionale e orientale predominano le formazioni calcaree del Giurassico e del Cretaceo.

Basalti, tufi basaltici e rocce intrusive di età terziaria sono i tipi litologici che costituiscono la regione montuosa e collinare che degrada ai margini dell'Altopiano di Asiago alla pianura alluvionale. Nel bacino stesso si trovano depositi del Quaternario rappresentati da

formazioni moreniche (località Cogolo, Rotzo, Asiago, Gallio, Tonezza) da lembi fluvio-glaciali terrazzati (Arsiero, Velo d'Astico e Rocchette) e dalle coltri alluvionali che si riscontrano da Caltrano a Vicenza.

Il Bacino di Leogra è costituito da una potente zona a micascisti con intercalazioni quarzose (zona di Recoaro) che viene messa a giorno dall'erosione del Leogra fino a Torrebelvicino. Ai micascisti succedono dei conglomerati con elementi di quarzo e di micascisto i quali fanno da passaggio ad arenarie coperte da un banco calcareo riferibile al Permiano.

La serie triassica è composta da marne e arenarie variegata accompagnate da gessi. Segue una serie di calcari dal Trias medio. La parte superiore del Trias consta di una alternanza di arenarie, calcari nodulari, tufi vulcanici e masse di porfiriti. Al di sopra di questa serie litologica si sviluppa una poderosa massa di calcari dolomitici e di dolomia che costituisce le parti superiori del bacino del Leogra. Le formazioni giurassiche e cretacee sono costituite da strati calcarei e calcareo marnosi.

Il terziario affiora nel margine sud-occidentale del bacino e consta di banchi calcarei marnosi nella parte media (Eocene superiore) ed infine di calcari nulliporici e madreporici alternati a lembi di tufi e brecciole basaltiche con qualche livello lignitico (Oligocene) coperti da zone arenacee (Miocene inferiore).

3.2.2. Mineralogia dei sedimenti fluviali

La mineralogia dei sedimenti fluviali del Bacchiglione è stata ampiamente studiata da Jobstraibizer e Malesani (1973), di cui si riportano di seguito i risultati:

I carbonati sono rappresentati da dolomite e calcite, entrambi sotto forma di cristalli e di granuli rocciosi policristallini.

Il quarzo prevale nettamente sulla selce. Si presenta in cristalli irregolari, poco arrotondati, ialini e traslucidi, incolori o bianchi e talora rossicci per patine di ossidi. Talora mostra inclusioni di fillosilicati, rutilo, zirconio, ossidi magnetici ecc.

Tra i feldspati prevale il plagioclasio di composizione varia fino all'andesina; sono scarsi i cristalli più calcici. Il feldspato potassico è rappresentato da ortose e sanidino.

I fillosilicati prevalgono nella frazione pesante. Tuttavia anche tra i minerali di p.sp.<2.90 compaiono lamelle e granuli di minerali micacei rappresentati in prevalenza da aggregati squamosi grigio-chiari di muscovite e sericite, talora misti a clorite, che contengono spesso quarzo e feldspati. Piuttosto scarse le lamelle di mica bianca. Più numerosi sono i cristalli di vermiculite di color giallo-bruno. Non mancano granuli variamente arrotondati, di color giallo-bruno o verdolino attribuibili a minerali tipo serpentino.

Tra i frammenti rocciosi, oltre ai granuli calcareo dolomitici e selciosi sono frequenti i frammenti di rocce eruttive varie e di rocce metamorfiche, prevalentemente filladiche.

I minerali pesanti sono costituiti da: ilmenite, anatasio, rutilo, magnetite, spinello, ematite, zircone, granato, staurolite, cianite, pirite, clinopiroseni (augiti, subordinatamente ferro augiti e saliti), ortopiroseno, epidoti, titanite, cloritoide, clorite, filliti (mica bianca e cloriti), biotite, orneblenda, attinoto, glaucofane, tormalina, andalusite, sillimanite, apatite, fluorite, materiale limonitizzato.

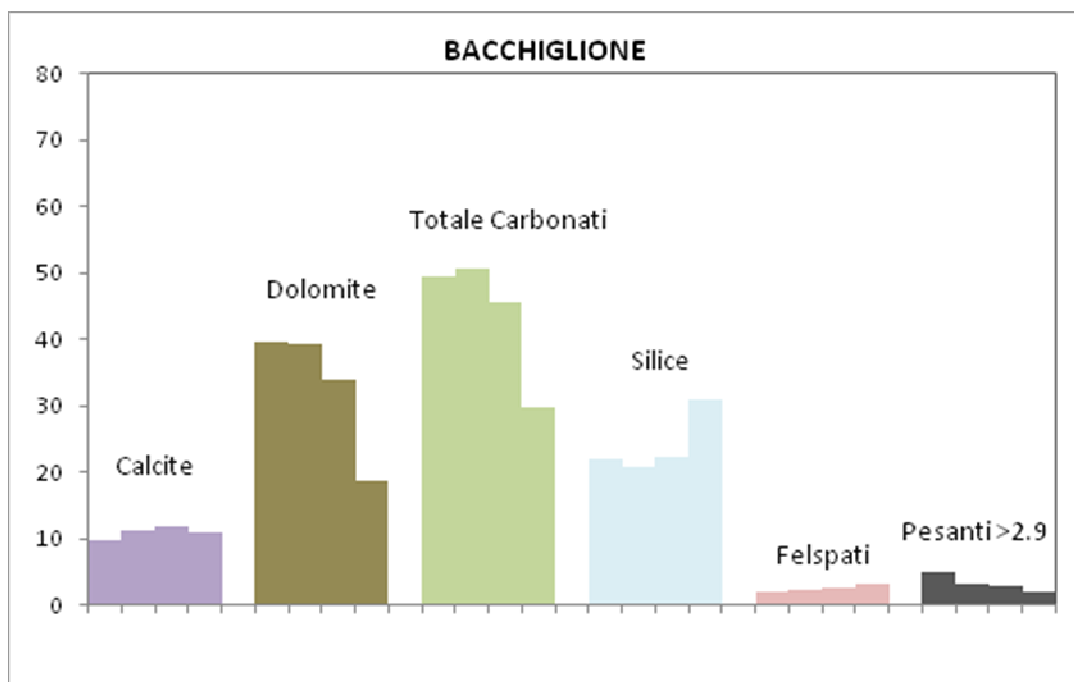


Figura 3-3 Contenuto di carbonati, silice, feldspato e minerali pesanti (Modificata da Jobstraibizer e Malesani, 1973).

Tabella 3-3 Schematizzazione dei sedimenti fluviali del Bacchiglione basata sui minerali pesanti (modificata da Jobstraibizer e Malesani, 1973).

Minerali Indice	-
Minerali Prevalenti	fillosilicati e pirosseni
Minerali rari	siderite, cloritoide
Presenze caratteristiche	Augite verde e bruna, orneblenda verde e bruna, almandino e andradite, anatasio ottaedrico, pistacite, pirite colloforme
Assenze caratteristiche	-

4. GRANULOMETRIA, COMPOSIZIONE MINERALOGICA, GEOCHIMICA E “BACKGROUND” DEI SEDIMENTI SUPERFICIALI ALL’INTERNO DELLA LAGUNA DI VENEZIA: STUDI PREGRESSI

4.1. Distribuzione granulometrica

La distribuzione granulometrica dei sedimenti superficiali è stata studiata da Barillari (1975, 1978, 1980–81) e più recentemente da Consorzio Venezia Nuova – SELC Soc. Coop. (1999; Figura 4-1).

Nel Bacino settentrionale, l’area occupata dalle sabbie corrisponde alla bocca di porto di Lido e si espande lungo i litorali.

Si osserva una riduzione della granulometria verso l’interno della Laguna, passando da sabbia a sabbia limosa fino a limo argilloso debolmente sabbioso. L’argilla limosa è diffusa nelle parti più interne e settentrionali, separata da un’ampia fascia di limo argilloso.

Nel Bacino centro meridionale prevalgono in generale le granulometrie più grossolane, con una concentrazione di sabbia nelle zone delle bocche di porto e dei litorali, e di limo argilloso e sabbia all’interno dei canali.

In generale, anche per il bacino centro meridionale, come per quello settentrionale, si osserva una riduzione della granulometria del sedimento superficiale verso l’interno della Laguna.

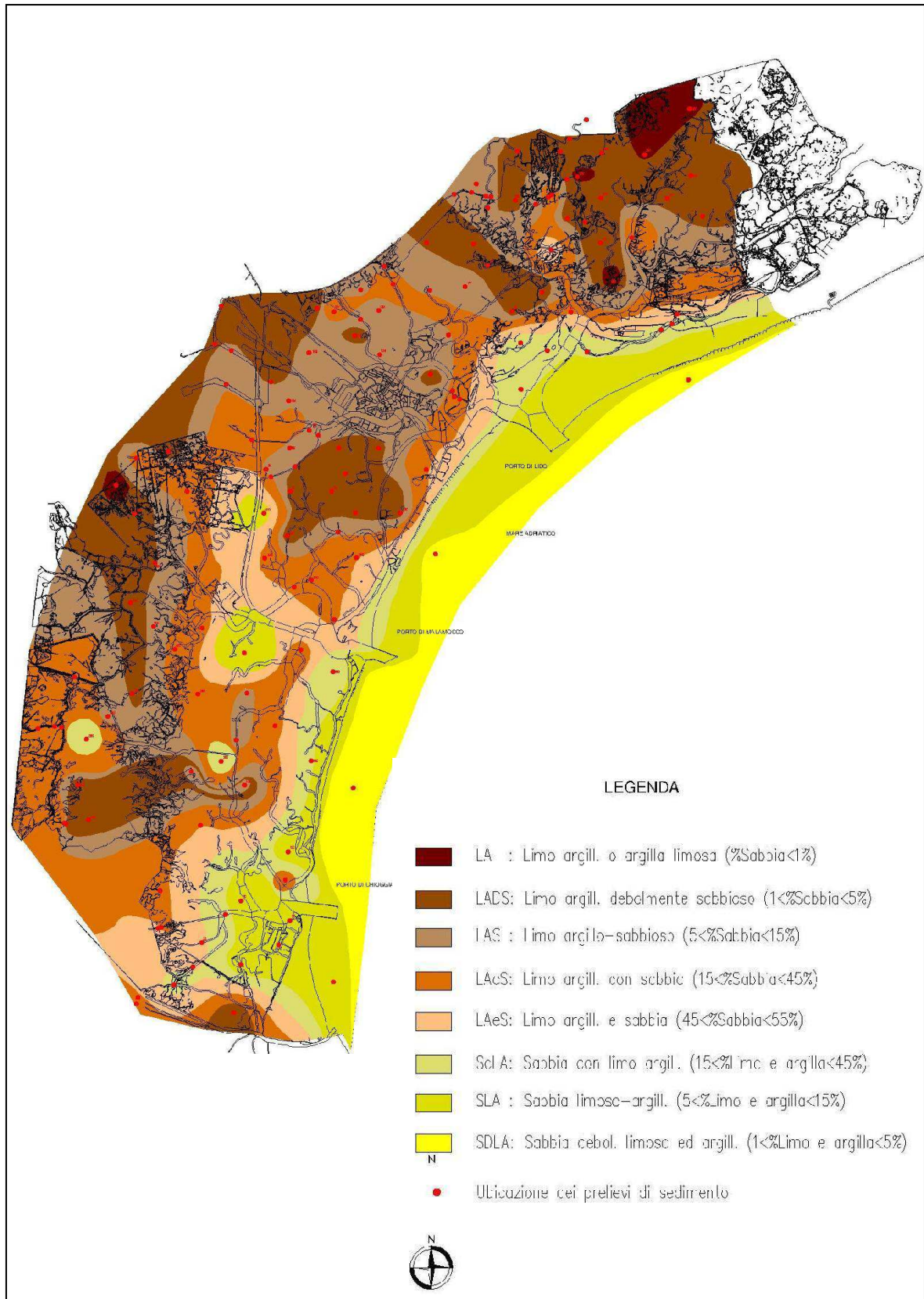


Figura 4-1 Distribuzione granulometrica dei sedimenti superficiali della Laguna di Venezia (Modificata da SELCO Soc. Coop., 1999).

4.2. Composizione mineralogica

La composizione mineralogica dei sedimenti superficiali (primi 10 cm) è stata studiata con maggiore dettaglio nel settore occidentale del Bacino Centro-Settentrionale da Manegazzo Vitturi et al. (1983; 1989) e Consorzio Venezia Nuova (1994).

I principali minerali presenti in ordine di abbondanza sono: dolomite, quarzo, il lite+muscovite, calcite, caolinite, plagioclasio, K-feldspato, gesso e clorite.

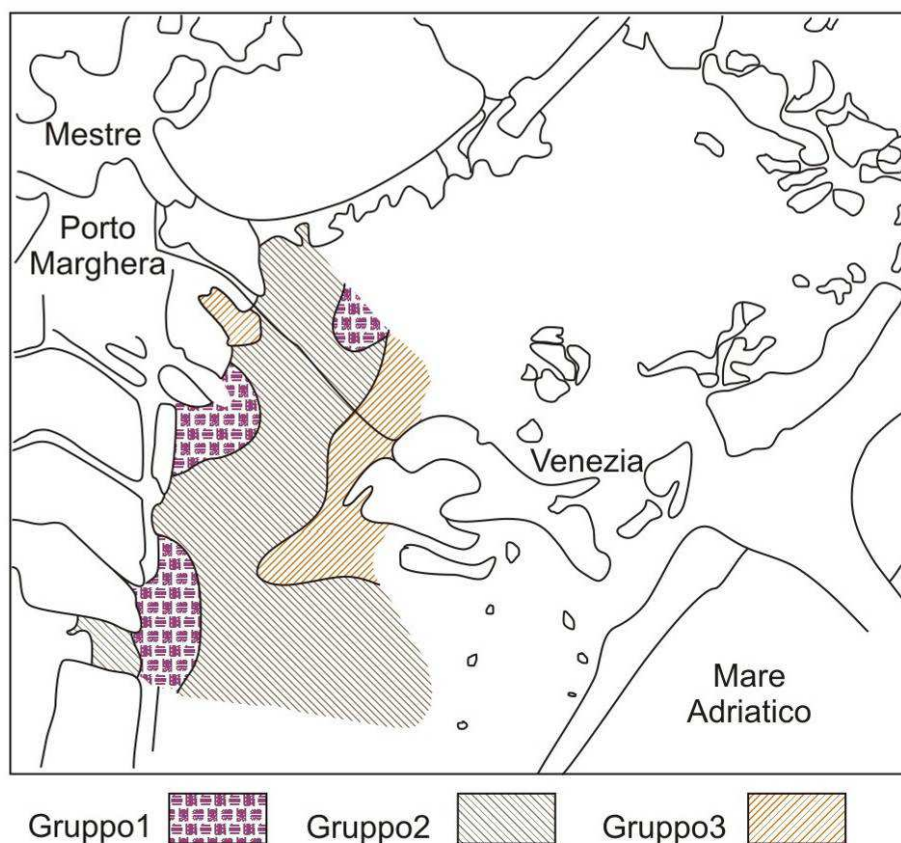


Figura 4-2 Distribuzione areale dei carbonati, fillosilicati, quarzo e feldspati; per maggiori dettagli vedasi il testo (Modificato da Menegazzo Vitturi et al, 1989).

Sulla base della composizione mineralogica del sedimento sono state distinte tre aree caratteristiche (Figura 4-2):

Gruppo 1: alti contenuti in dolomite e quarzo, minimi valori in mica (zona centrale del bacino);

Gruppo 2: valori medi di dolomite e illite+muscovite e relativamente alti in plagioclasio;

Gruppo 3: massimi valori in fillosilicati, illite+muscovite e caolinite, minime percentuali di dolomite (bordo interno lagunare).

Secondo Menegazzo Vitturi et al (1983; 1989), la composizione mineralogica è connessa alle fonti di immissione dei sedimenti e al loro trasporto e deposizione. I minerali silicatici sono trasportati in laguna prevalentemente dai corsi d'acqua che sboccano in essa, mentre i carbonati, in particolare la dolomite, possono essere immessi anche dalle correnti di marea attraverso la bocca di porto di Lido. Inoltre, la distribuzione dei silicati risente di una selezione gravitativa: il quarzo e i feldspati infatti si trovano nelle sabbie siltose più vicine alla terraferma, mentre i minerali argillosi vengono trasportati in sospensione anche verso il centro del bacino.

Le percentuali dei carbonati variano per il bacino centrale tra 66% e 31% e per quello settentrionale tra 71% e 18% (Barillari, 1975; 1978). E' stata osservata una corrispondenza tra granulometria e percentuale dei carbonati: risultano più abbondanti nelle sabbie e diminuiscono con l'aumentare della presenza del silt e dell'argilla. La calcite, in subordine rispetto alla dolomite, è di origine organogena; la dolomite sembra dipendere dalla presenza dei sedimenti del Piave (Barillari, 1975).

I minerali pesanti (p.s. $>2.9 \text{ g/cm}^3$) sono stati studiati da Menegazzo Vitturi et al. (1989) sulla frazione 500–50 μ . Essi sono in ordine di abbondanza: granato, splene, epidoto, apatite, anfibolo, pirosseno, zircone, tormalina e rutilo. Meno frequenti cloritoide, staurolite, cianite, sillimanite, andalusite, glaucofane.

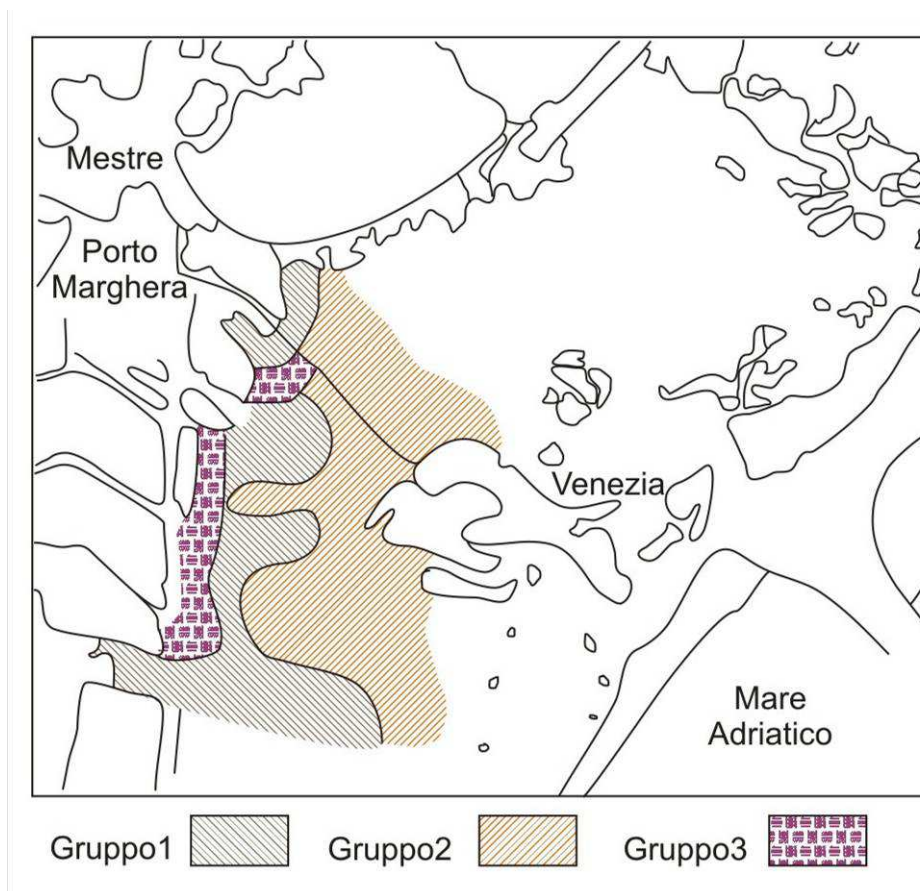


Figura 4-3 Distribuzione areale dei minerali pesanti; per maggiori dettagli vedasi il testo (Modificato da Menegazzo Vitturi et al, 1989).

Anche per i minerali pesanti sono state riscontrate tre aree a composizione caratteristica (Figura 4-3):

Gruppo 1: alte percentuali di epidoto, splene, anfibolo, apatite, andalusite; bassi valori di zirconio, rutilo, brookite e granato (ristretta banda lungo il bordo interno della laguna).

Gruppo 2: massimi valori di apatite, contenuti medi di granato, zirconio, splene, epidoto e bassi valori di anfibolo e pirosseno (zona centrale della laguna);

Gruppo 3: massimi valori di zirconio, brookite, granato, spinello, pirosseno e minimi di apatite, splene, epidoto e andalusite (bordo interno della laguna).

Un lavoro più recente (Consorzio Venezia Nuova, 1994) indica quali fasi mineralogiche: quarzo, calcite, dolomite, feldspati, illite, clorite, smectite e caolinite.

La mineralogia dei sedimenti del Bacino Meridionale non è stata studiata in modo completo come il bacino centrale (Menegazzo Vitturi et al., 1983, 1989), i dati offerti dalla letteratura sono parziali (analisi solo dei carbonati; Barillari, 1980–81) o si riferiscono ad un'unica carota (ENEA, 1991).

La composizione mineralogica si mantiene omogenea in tutta la colonna di sedimento (ENEA, 1991); i minerali identificati per via diffrattometrica sono: dolomite, quarzo, calcite, K-feldspato, minerali argillosi (illite, clorite, caolino) minerali pesanti, miche, aragonite, plagioclasti, gesso e pirite.

In un lavoro più recente (Consorzio Venezia Nuova, 1994) le fasi mineralogiche riscontrate sono: quarzo, carbonati (calcite e dolomite), illite, clorite e smectite.

4.3. Geochimica

Studi pregressi (Alberotanza et al, 1983; Donazzolo et al., 1984; Pavoni et al., 1987; ENEA, 1991) sono concordi nell'affermare un'origine antropica dei metalli pesanti. L'area di maggiore concentrazione risulta infatti essere quella antistante gli insediamenti industriali.

Alte concentrazioni in Zn (> 3000 ppm), Pb (> 164 ppm), Cd (>20.8 ppm), Hg (> 3,46 ppm), Cu (> 221 ppm) e Co (> 99.8 ppm) sono state riscontrate in prossimità dell'area industriale (Donazzolo et al., 1984). Per alcuni elementi (es. Cd e Cu) si osserva un gradiente di concentrazione che dai canali si estende in direzione SE verso la città di Venezia. La zona a NW della città è inoltre circondata da sedimenti fortemente inquinati da Hg, Pb, Cd e Zn. Tale distribuzione è in accordo con le osservazioni provenienti dal satellite Landsat (Alberotanza & Zandonella, 1982), che mostrano la presenza di acque torbide attorno al centro storico, in corrispondenza di particolari condizioni di marea.

Un caso particolare è quello del Cr, che è stato riscontrato a concentrazione moderata per i sedimenti localizzati nell'area meridionale della laguna (Donazzolo et al., 1984). Le più elevate concentrazioni in questo elemento sono state riscontrate in sedimenti marini

localizzati in prossimità del Fiume Brenta (Donazzolo et al., 1981), che sfocia nel Mare Adriatico a circa 5 km a sud dall'ingresso del porto di Chioggia. Non è quindi da escludere un ingresso del Cr all'interno della laguna attraverso le bocche di porto (Donazzolo et al., 1984).

Studi pregressi su sedimenti provenienti dalla Laguna di Venezia (Are et al., 2004; Are & Carlin, 1994, Jobstraibizer et al., 1995), indicano che il cromo è contenuto principalmente nei minerali pesanti (ossidi di Fe e Ti e silicati ferromagnesiaci), dove è trattenuto per mezzo di legami forti di tipo covalente. Questo elemento, pur presente in concentrazioni relativamente elevate, si presenterebbe quindi all'interno di fasi mineralogiche stabili.

4.4. Background

Pavoni et al. (1987) stimano il tasso di sedimentazione nella Laguna di Venezia a valori di 0.3 cm/anno. Sedimenti collocati ad una profondità maggiore 50 cm sono stati depositi presumibilmente in epoca preindustriale (circa 150 anni fa). Pertanto la concentrazione dei metalli pesanti in sedimenti non rimaneggiati localizzati a profondità superiori a 50 cm è da imputare verosimilmente ad origine naturale.

Tabella 4-1 Range di concentrazione del background naturale nei sedimenti lagunari per Zn, Cu, Pb, Ni, As, Cr, Cd e Hg (modificata da Apitz et al, 2009).

Elemento	Minimo	Massimo	Inquinamento diffuso
Hg (mg/Kg)	-	<0.02	0.2-0.3
Cd (mg/Kg)	0.1	1.2	-
Pb (mg/Kg)	5	50	-
As (mg/Kg)	5	35	-
Cr (mg/Kg)	4	80	-
Cu (mg/Kg)	5	40	-
Ni (mg/Kg)	5	45	-
Zn (mg/Kg)	40	130	-

Studi pregressi (Degetto et al. “L’Arsenico nella Laguna di Venezia”, Apitz et al, 2009) hanno definito i valori di background naturale per i metalli pesanti in Laguna di Venezia (Tabella 4-1).

Per Cd, Pb, As e Cr la massima concentrazione del “background” è superiore al valore del limite A previsto dal Protocollo d’Intesa (1993, Tabella 4-2), per Hg e Zn è inferiore, infine per Cu e Ni raggiunge la medesima concentrazione.

Tabella 4-2 Limiti previsti dal Protocollo d’Intesa 8 Aprile 1993.

Elementi e composti	A	B	C
Hg (mg/Kg)	0,5	2	10
Cd (mg/Kg)	1	5	20
Pb (mg/Kg)	45	100	500
As (mg/Kg)	15	25	50
Cr (mg/Kg)	20	100	500
Cu (mg/Kg)	40	50	400
Ni (mg/Kg)	45	50	150
Zn (mg/Kg)	200	400	3000

5. COMPORTAMENTO GEOCHIMICO DI CROMO E ARSENICO

La parte direttamente accessibile della crosta terrestre è limitata ad uno spessore stimato attorno a 16 Km. Le conoscenze circa la composizione chimica della crosta terrestre derivano da numerose analisi di vari tipi di rocce eruttive, sedimentarie e metamorfiche. Una stima della composizione media della crosta terrestre è riportata in Tabella 5-1.

Tabella 5-1 Composizione media della crosta terrestre (Fornasieri, 1994)

SiO ₂ (wt%)	TiO ₂ (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	Fe ₂ O ₃ (wt%)	FeO (wt%)	MnO (wt%)	MgO (wt%)	CaO (wt%)	Na ₂ O (wt%)	K ₂ O (wt%)	P ₂ O ₅ (wt%)	Cr (ppm)	As (ppm)
59.3	0.9	15.9	2.5	4.5	0.1	4.0	7.2	3.0	2.4	0.2	100	1.8

Il Cromo in natura è presente sia come ione trivalente (Cr³⁺) che esavalente (Cr⁶⁺). Nelle rocce è diffusa la specie trivalente che durante i processi di “weathering” tende a concentrarsi nei minerali delle argille, prodotti di alterazione, e si impoverisce nella roccia madre. In condizioni di ossidazione il Cr forma lo ione cromato (CrO₄)²⁻ che è un anione solubile (Wedepohl, 1979).

Per la sua bassa solubilità il Cr, come altri metalli pesanti, viene immobilizzato nei sedimenti, dove la sua concentrazione dipende dal rapporto tra rocce mafiche e granitiche (ultramafiche varia da 3000 ppm (Fisher et al., 1969) a 1600 ppm (Turekian & Wedepohl, 1979); mafiche varia da 400 a 100 ppm (Goldshmidt, 1954); intermedie da 25 (Goldshmidt, 1954) a 100 ppm (Baragar & Goodwin, 1969))

Gli alti valori di Cr trovati nelle argille della Guinea sono attribuiti alla presenza di peridotiti nella penisola di Kaloum (Wedepohl, 1979). In generale la frazione argillosa contiene più Cr di quella sabbiosa, il Cr aumenta con il diminuire della granulometria ed è probabilmente fissato ai minerali argillosi. Il Cr è occasionalmente arricchito in sabbie contenenti minerali pesanti come cromite e magnetite (Wedepohl, 1979).

Minerali di cromo trivalente sono ossidi, idrossidi, silicati e solfuri:

Eskolaite, Cr_2O_3 (Newham & De Haan, 1962); Grimaldite, CrOOH (Douglass, 1957); Mcconnellite, CuCrO_2 (Dannhauser & Vaughan, 1955); Chromite, FeCrO_4 (Bacchella & Pinot, 1964); Ureyte, $\text{NaCr}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (Clark et al, 1968); Daubreelite, FeCr_2S_4 (Broquetas et al., 1964); Brezinaite, Cr_3S_4 (Jellinek, 1957).

Misure spettroscopiche di assorbimento sono utilizzate per determinare la posizione del cromo in composti dove questi rimpiazza cationi di dimensione paragonabile (Cr^{3+} , 0,69 Å): Al^{3+} , 0,50; Fe^{3+} , 0,64; Fe^{2+} , 0,76; Mg^{2+} , 0,65; Ti^{4+} , 0,68 Å (Pauling, 1960). Il rimpiazzamento di cationi in siti ottaedrici è documentato in clorite, pirosseni, anfiboli e epidoto (Wedepohl, 1979).

L'Arsenico in natura costituisce minerali propri di genesi varia (Wedepohl, 1979). I minerali più diffusi sono gli arseniati, i solfuri e i solfosali, mentre gli arseniuri, arseniti, ossidi, e leghe sono meno frequenti.

L'elemento a seconda della fase mineralogica in cui è presente può avere due stati di ossidazione: ad esempio negli arseniati ha valenza 5, negli arseniti 3.

L'arsenico può essere presente anche nel reticolo cristallino dei minerali delle rocce \ (essenzialmente silicati) e nei solfuri, Nei minerali delle rocce l'As (As^{3+} , 0,58 Å; As^{5+} , 0,46 Å) può probabilmente sostituire Si^{4+} (0,43 Å), Al^{3+} (0,51 Å), Fe^{3+} (0,64 Å) e Ti^{4+} (0,68 Å).

Il contenuto medio nei vari tipi di rocce risulta il seguente:

- rocce granitiche, basaltiche e gabbriiche 1,4–1,5 ppm;
- shale 13 ppm;
- arenarie 1 ppm;
- calcari e dolomie 1 ppm;
- rocce metamorfiche 0,6–20 ppm.

Nei sedimenti marini il contenuto in As può variare da un minimo di 0,4 (sedimenti carbonatici) ad un massimo di 60 ppm per sedimenti essenzialmente costituiti da argille. Le argille infatti per fenomeni di assorbimento possono contenere elevate concentrazioni in As (Wedepohl, 1979).

L'arsenico in ambiente marino ha tempi di residenza molto brevi: può essere sottratto all'acqua per fenomeni di assorbimento su argille e idrossidi, di co-precipitazione in idrossidi di Fe e Mn e in pirite autigena.

6. ATTIVITÀ ESEGUITE

Le attività eseguite nell'ambito dello studio per la "Valutazione del fondo naturale di alcuni metalli pesanti (Cr e As) presenti nei sedimenti da dragare lungo il Canale Malamocco-Marghera ed aree adiacenti", si sono articolate come segue:

- Sondaggi meccanici nelle aree indagate;
- Preparazione dei campioni per le analisi di laboratorio.

6.1. Sondaggi nelle aree indagate

Le perforazioni sono state effettuate nel mese di dicembre 2010 (dal 16 al 17 dicembre) a bordo di un motopontone tramite macchina perforatrice cingolata, a rotazione con carotaggio continuo utilizzando un carotiere semplice ($\phi=101.6$ mm L=150 cm), con fustella interna in PVC (fint=80 mm e fext=82 mm). Le perforazioni sono state eseguite a bassa velocità al fine di evitare il riscaldamento dei terreni mentre per la lubrificazione delle aste di manovra è stato utilizzato esclusivamente grasso vegetale. Particolare attenzione è stata posta nelle fasi di decontaminazione degli strumenti e delle attrezzature utilizzate per la perforazione, impiegando un'idropulitrice con getti d'acqua in pressione in un'area predisposta ad una distanza sufficiente da evitare la diffusione della contaminazione delle matrici campionate.

Le operazioni di posizionamento della sonda di perforazione in corrispondenza dei punti d'indagine sono state condotte con l'ausilio di un sistema di posizionamento satellitare (DGPS) che ha garantito uno scarto tra la posizione teorica e quella reale + 0 - 1 m.

La quota indicativa del piano fondale, relativa a ciascuna verticale indagata, è stata calcolata depurando il battente d'acqua, misurato per mezzo di uno scandaglio, dal valore della marea presente in quel momento.

Il carotaggio è stato spinto fino alla quota di -12.50 m da l.m.m, conoscendo la quota assoluta sul l.m.m., per differenza è stata ricavata la lunghezza della carota da campionare in ciascun punto.

Viene di seguito riportata una tabella riepilogativa (Tabella 6-1) relativa all'attività di perforazione svolta, contenente per ciascuna verticale:

- sigla del sondaggio;
- data di esecuzione;
- coordinate reali;
- battente d'acqua;
- lunghezza della carota.

Tabella 6-1 Tabella riepilogativa delle attività di perforazione svolta

Sigla del sondaggio	Data di esecuzione	Coordinate Gauss Boaga Fuso Est		Battente d'acqua (m)	Lunghezza della carota (m)
		X	Y		
2	16/12/2009	2305151	5026120	7,60	5,00
6	17/12/2009	2305381	5025577	6,90	5,60
8	17/10/2009	2305385	5025398	4,50	8,00

In Figura 6-1 è riportata la planimetria con il dettaglio dell'ubicazione.

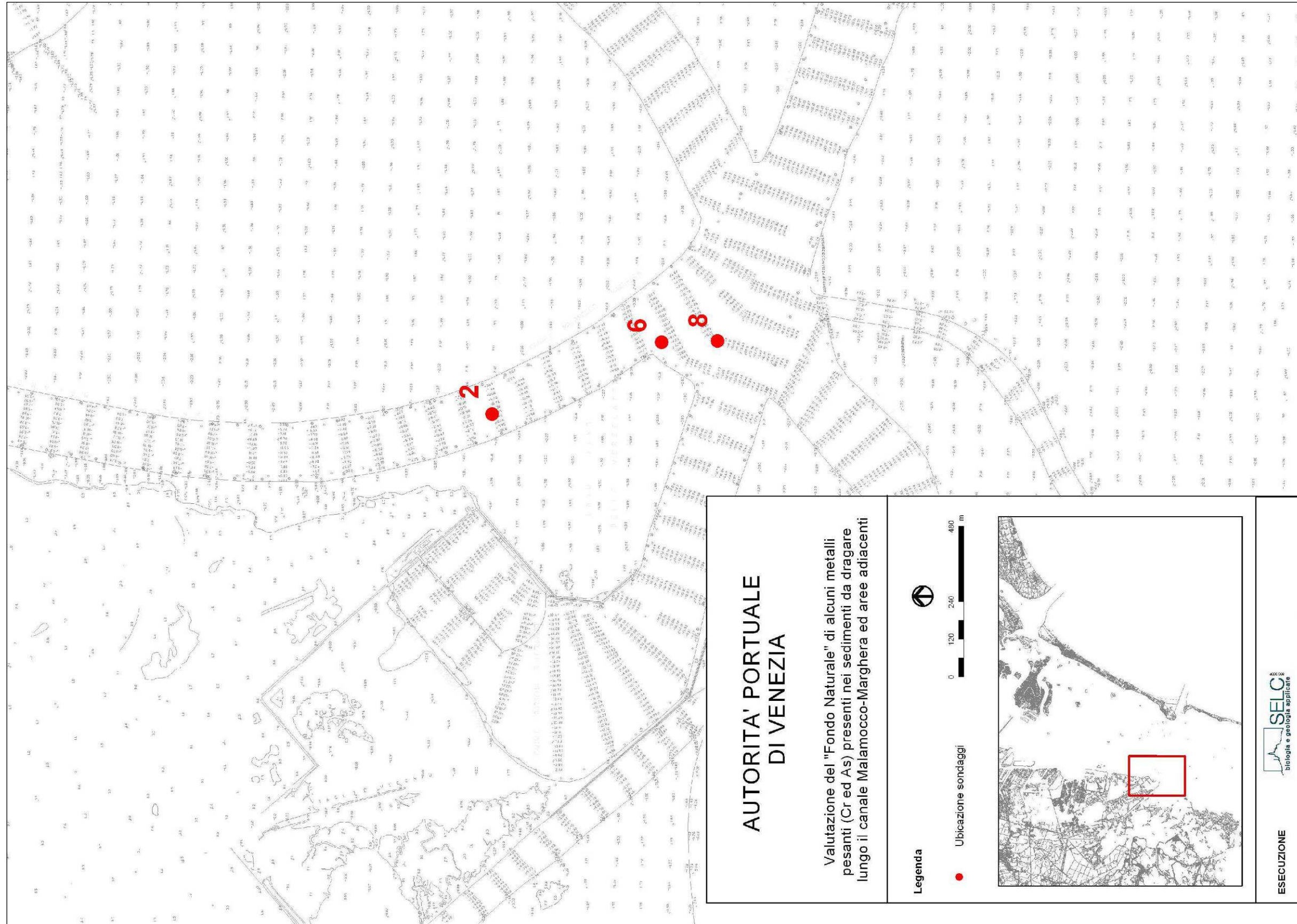


Figura 6-1 Ubicazione dei sondaggi.

Le fustelle, prelevate nel corso dei campionamenti, sono state aperte lungo l'asse verticale utilizzando un cutter elettrico, strumento che non produce sfridi e che consente, una volta regolato sullo spessore delle fustelle, di non incidere il sedimento; in questo modo non viene provocata alcuna contaminazione e/o miscelazione del sedimento (Figura 6-2).



Figura 6-2 Carota estrusa.

6.2. Prelievo dei campioni

Per ciascuna carota è stato prelevato un campione ogni 20 cm fino ad una profondità di 1 m da p.f. e ogni 50 cm fino alla profondità di 5 m da p.f..

L'elenco dei campioni prelevati è riportato in Tabella 6-2.

Tabella 6-2 Tabella riepilogativa dei campioni prelevati

Campione	Profondità (m)
Carota 2	
2-1 CR	0,00-0,20
2-2 CR	0,20-0,40
2-3 CR	0,40-0,60
2-4 CR	0,60-0,80
2-5 CR	0,80-1,00
2-6 CR	1,00-1,50
2-7 CR	1,50-2,00
2-8 CR	2,00-2,50
2-9 CR	2,50-3,00
2-10 CR	3,00-3,50
2-11 CR	3,50-4,00
2-12 CR	4,00-4,50
2-13 CR	4,50-5,00
Carota 6	
6-1 CR	0,00-0,20
6-2 CR	0,20-0,40
6-3 CR	0,40-0,60
6-4 CR	0,60-0,80
6-5 CR	0,80-1,00
6-6 CR	1,00-1,50

Campione	Profondità (m)
6-7 CR	1,50-2,00
6-8 CR	2,00-2,50
6-9 CR	2,50-3,00
6-10 CR	3,00-3,50
6-11 CR	3,50-4,00
6-12 CR	4,00-4,50
6-13 CR	4,50-5,00
Carota 8	
8-1 CR	0,00-0,20
8-2 CR	0,20-0,40
8-3 CR	0,40-0,60
8-4 CR	0,60-0,80
8-5 CR	0,80-1,00
8-6 CR	1,00-1,50
8-7 CR	1,50-2,00
8-8 CR	2,00-2,50
8-9 CR	2,50-3,00
8-10 CR	3,00-3,50
8-11 CR	3,50-4,00
8-12 CR	4,00-4,50
8-13 CR	4,50-5,00

7. ANALISI DI LABORATORIO SUI CAMPIONI

La caratterizzazione fisica e chimica dei materiali prelevati è stata effettuata seguendo le indagini di laboratorio qui di seguito descritte.

7.1. Analisi granulometrica

L'analisi granulometrica (normativa ISO13320-1), ossia la distribuzione percentuale dei grani secondo le dimensioni, è stata analizzata con una strumentazione a diffrazione laser denominata Mastersizer 2000, in grado di misurare particelle con dimensioni comprese tra 0.020 μm e 2000 μm . I dati sono stati restituiti in un diagramma semilogaritmico “% passante - diametro dei grani”, dal quale si ottiene la classificazione granulometrica del campione di terreno.

Lo strumento laser è costituito da tre elementi:

– un'unità ottica (Figura 7-1) contenente sia l'apparato laser, formato da due lampade (una al neon e l'altra all'elio), sia il detector, costituito da un sistema di lenti che capta le radiazioni emesse. Le due parti del sistema sono separate dalla cella di flusso attraverso la quale passa il campione da analizzare;

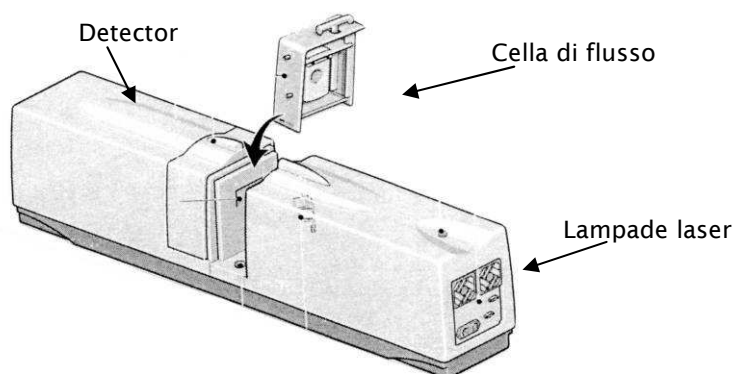


Figura 7-1 Analisi granulometrica. Unità ottica

- il campionatore manuale ad umido Hydro 2000MU (Figura 7-2), munito di un beaker da 1000 ml contenente il campione disperso in un liquido, di un agitatore meccanico, di una pompa che spinge il campione fino alla cella di flusso e ritorno attraverso due piccoli tubi e di una sonda ad ultrasuoni con la quale si possono eliminare eventuali bolle d'aria presenti nel beaker o migliorare la dispersione del campione;

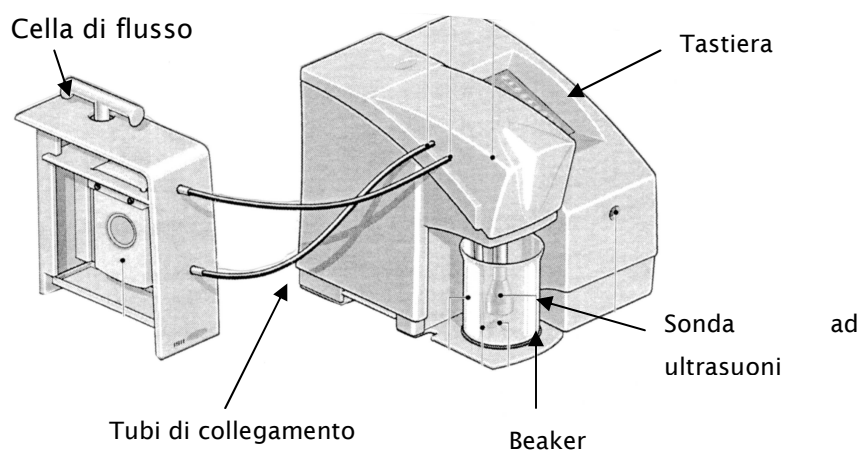


Figura 7-2 Analisi granulometrica. Campionatore manuale ad umido collegato con cella di flusso

- il campionatore è in primo piano, mentre il sistema informatico collegato con l'unità ottica, che gestisce ed elabora i segnali ricevuti attraverso il software è visibile sullo sfondo (Figura 7-3).



Figura 7-3 Analisi granulometrica. Campionatore e software

I dati elaborati dal software sono restituiti in moduli standard nei quali sono riportati, oltre alla curva granulometrica e alla tabella con le percentuali di passante relative a specifici diametri delle particelle, alcuni diametri efficaci¹ significativi ed una serie di informazioni tecniche relative alla strumentazione impiegata.

Nei campioni a granulometria più grossolana, l'analisi della frazione > 2 mm è stata condotta mediante setacciatura meccanica impiegando la serie di setacci standard ASTM (normativa di riferimento ASTM D422).

Lo spettro granulometrico adottato è quello definito dalla Scala Udden - Wentworth mentre nella denominazione dei terreni è stata seguita la convenzione suggerita dalle Raccomandazioni A.G.I. 1977; il nome della terra è quello della classe granulometrica dominante, alla quale si fa seguire la denominazione della frazione secondaria secondo il seguente schema:

¹ Per diametro efficace, ad esempio D₁₆, si intende il diametro corrispondente ad una percentuale di passante, in questo caso il 16%.

- FRAZIONE DOMINANTE- preceduta dalla preposizione “con” se compresa tra il 50 ed il 25 % (es. limo con argilla);
- FRAZIONE DOMINANTE- seguita dal suffisso “oso” se fra il 25 ed il 10 % (es. limo argilloso);
- FRAZIONE DOMINANTE- con l’ausilio del termine “debolmente oso” se fra il 10 ed il 5 % (es. limo debolmente argilloso).

Poiché la scala Udden – Wentworth è piuttosto dettagliata nella suddivisione delle varie classi granulometriche, la denominazione dei terreni, con il metodo sopra esposto, verrebbe piuttosto complessa. Si è quindi preferito raggruppare in un unico gruppo i termini simili, secondo i criteri qui di seguito indicati:

Frazione granulometrica	Dimensione dei granuli
ciottolo e granulo	$\Phi > 2 \text{ mm}$
sabbia grossa	$0.5 \text{ mm} < \Phi < 2 \text{ mm}$
sabbia media	$0.25 \text{ mm} < \Phi < 0.5 \text{ mm}$
Sabbia fine	$0.0063 \text{ mm} < \Phi < 0.250 \text{ mm}$
Limo	$0.039 \text{ mm} < \Phi < 0.063 \text{ mm}$
Argilla	$\Phi < 0.0039 \text{ mm}$

7.1.1. Analisi Granulometrica: Risultati

In Tabella 7-1 sono riportati i dati granulometrici ottenuti dall'analisi dei sedimenti.

Tabella 7-1 Analisi granulometrica

Campione		Granulometria			Classificazione granulometrica
Sigla	Profondità (m)	Argilla	Limo	Sabbia	
Carota 2					
2-1	0,00-0,02	51,54	41,59	6,87	Sabbia medio fine con limo debolmente argilloso
2-2	0,02-0,04	44,92	46,53	8,55	Limo con sabbia medio fine debolmente argilloso
2-3	0,04-0,06	33,37	54,18	12,45	Limo con sabbia fine argilloso
2-4	0,06-0,08	13,06	71,71	15,23	Limo argilloso sabbioso
2-5	0,08-1,00	20,91	65,42	13,67	Limo sabbioso argilloso
2-6	1,00-1,50	18,68	67,51	13,81	Limo sabbioso argilloso
2-7	1,50-2,00	33,96	51,75	14,29	Limo con sabbia fine argilloso
2-8	2,00-2,50	11,72	69,73	18,55	Limo argilloso sabbioso
2-9	2,50-3,00	5,56	77,32	17,12	Limo argilloso debolmente sabbioso
2-10	3,00-3,50	5,07	79,09	15,84	Limo argilloso debolmente sabbioso
2-11	3,50-4,00	4,74	74,52	20,74	Limo argilloso
2-12	4,00-4,50	4,11	66,42	29,47	Limo con argilla
2-13	4,50-5,00	7,92	69,81	22,27	Limo argilloso debolmente sabbioso
Carota 6					
6-1	0,00-0,02	33,1	57,62	9,28	Limo sabbioso argilloso
6-2	0,02-0,04	24,2	63,49	12,31	Limo con sabbia fine debolmente argilloso
6-3	0,04-0,06	23,32	65,05	11,63	Limo sabbioso argilloso
6-4	0,06-0,08	21,01	67,85	11,14	Limo sabbioso argilloso
6-5	0,08-1,00	32,16	58,34	9,5	Limo con sabbia fine debolmente argilloso
6-6	1,00-1,50	24,46	63,69	11,85	Limo sabbioso argilloso
6-7	1,50-2,00	24,42	62,73	12,85	Limo sabbioso argilloso
6-8	2,00-2,50	22,37	65,36	12,27	Limo sabbioso argilloso
6-9	2,50-3,00	17,74	70,29	11,97	Limo sabbioso argilloso
6-10	3,00-3,50	19,09	68,06	12,85	Limo sabbioso argilloso

Campione		Granulometria			Classificazione granulometrica
Sigla	Profondità (m)	Argilla	Limo	Sabbia	
6-11	3,50-4,00	10,55	76,62	12,83	Limo argilloso sabbioso
6-12	4,00-4,50	25,68	64,01	10,31	Limo con sabbia fine argilloso
6-13	4,50-5,00	23,32	64,62	12,06	Limo sabbioso argilloso
Carota 8					
8-1	0,00-0,02	22,26	67,49	10,25	Limo sabbioso argilloso
8-2	0,02-0,04	22,7	66,08	11,22	Limo sabbioso argilloso
8-3	0,04-0,06	21,44	67,18	11,38	Limo sabbioso argilloso
8-4	0,06-0,08	22,44	67,49	10,07	Limo sabbioso argilloso
8-5	0,08-1,00	21,82	67,86	10,32	Limo sabbioso argilloso
8-6	1,00-1,50	29,79	60,82	9,39	Limo con sabbia fine debolmente argilloso
8-7	1,50-2,00	25,09	64,5	10,41	Limo con sabbia fine argilloso
8-8	2,00-2,50	23,22	66,82	9,96	Limo sabbioso debolmente argilloso
8-9	2,50-3,00	27,98	61,77	10,25	Limo con sabbia fine argilloso
8-10	3,00-3,50	26,06	64,49	9,45	Limo con sabbia fine debolmente argilloso
8-11	3,50-4,00	20,44	67,36	12,2	Limo sabbioso argilloso
8-12	4,00-4,50	23,54	65,43	11,03	Limo sabbioso argilloso
8-13	4,50-5,00	45,26	46,87	7,87	Limo con sabbia medio fine debolmente argilloso

Nelle figure che seguono sono raccolti in forma grafica i risultati delle analisi granulometriche svolte.

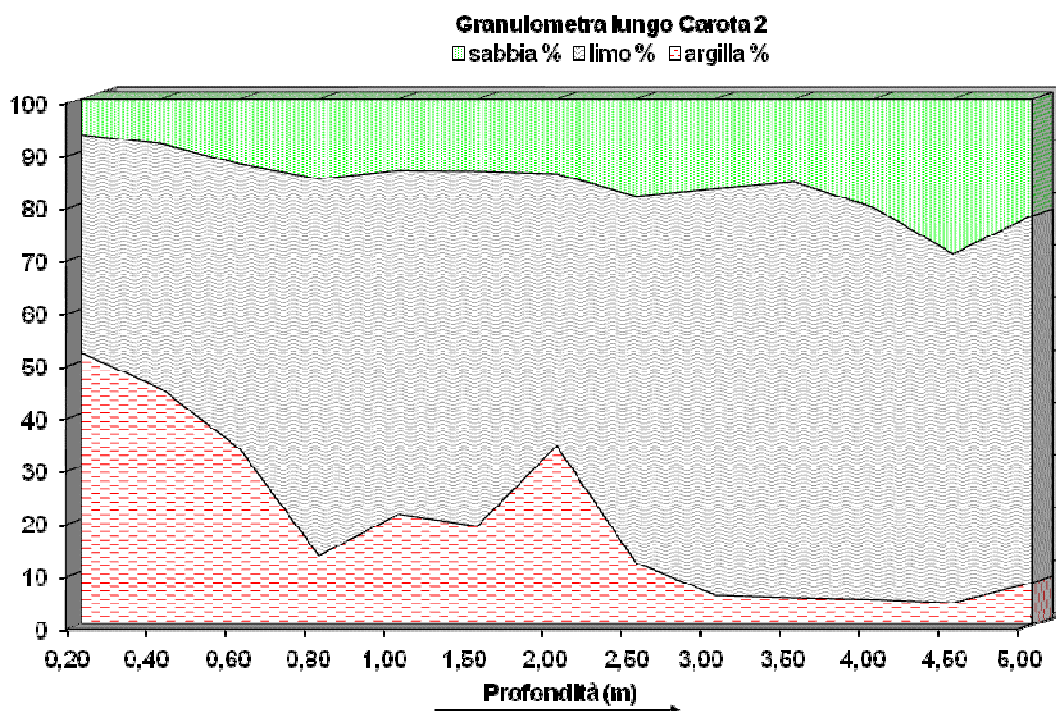


Figura 7-4 Composizione granulometrica dei sedimenti lungo la verticale 2

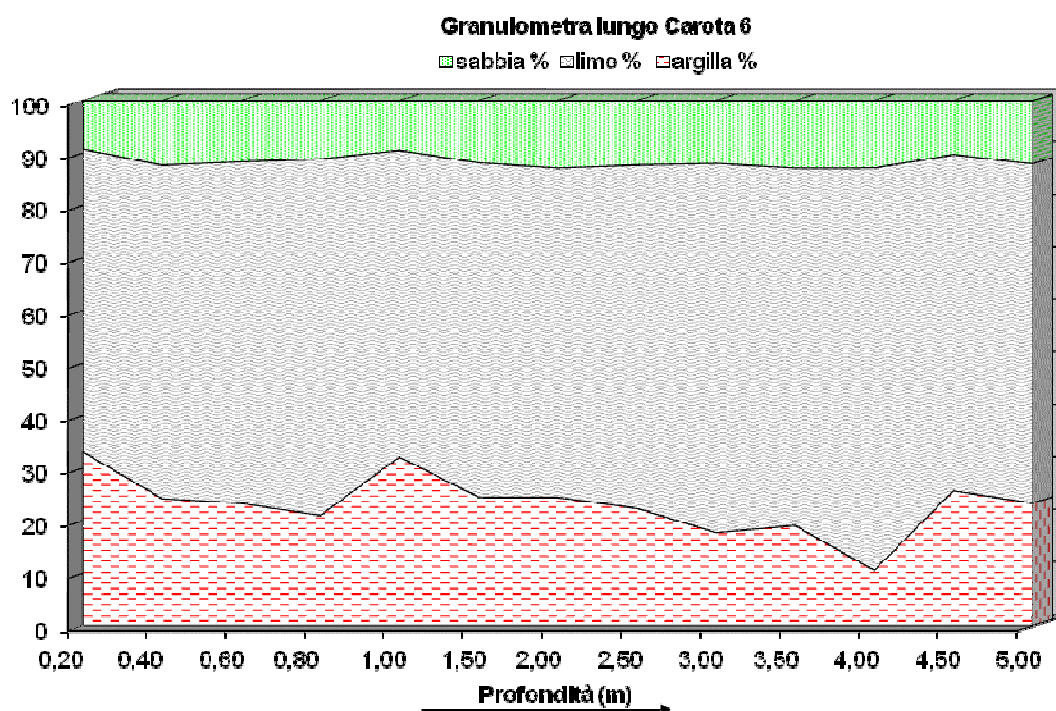


Figura 7-5 Composizione granulometrica dei sedimenti lungo la verticale 6

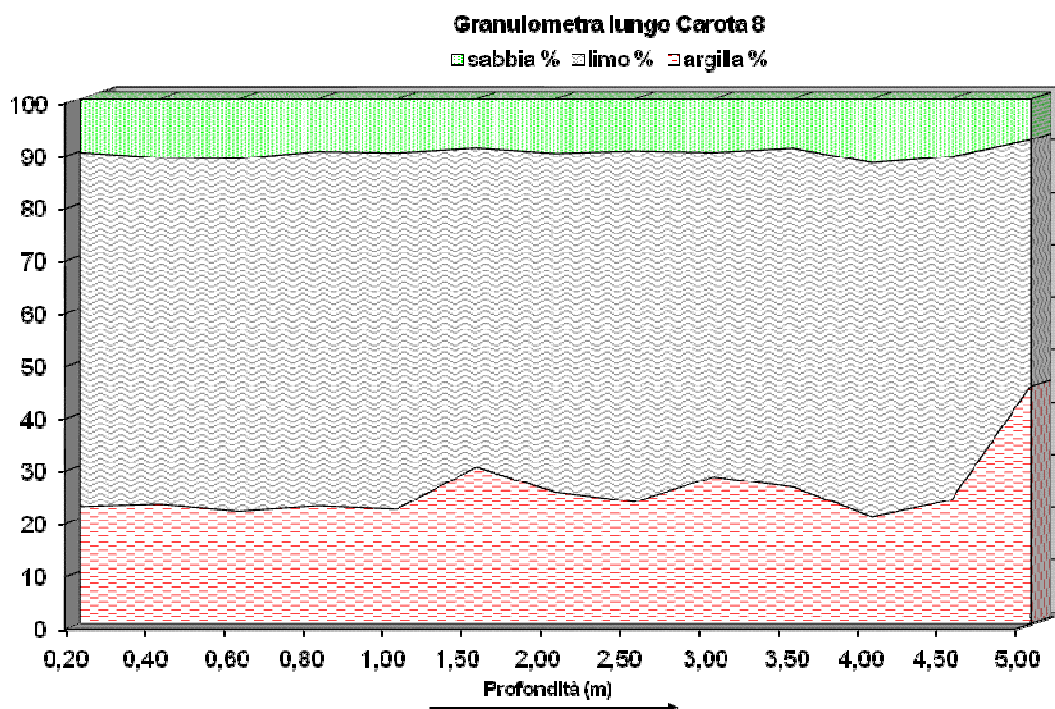


Figura 7-6 Composizione granulometrica dei sedimenti lungo la verticale 8

Tutti i campioni, come per altro desumibile dalla Tabella 7-1, sono composti principalmente da limo seguiti da argilla e sabbia. Eccezione è rappresentata nei primi 40 cm di sedimento lungo il profilo della carota 2 e negli ultimi 50 cm lungo il profilo della carota 8, dove il tenore di argilla è confrontabile a quello del limo.

7.2. Risultati dell'analisi chimica dei sedimenti

I campioni, dopo opportuna quartatura, sono stati consegnati al laboratorio chimico per la determinazione analitica del cromo in essi contenuto.

I valori determinati fanno riferimento alla sostanza secca, come indicato nel Protocollo d'Intesa.

Il Protocollo d'Intesa dell'8 aprile 1993 (Tabella 1) definisce per il cromo i limiti riportati in Tabella 7-2. I risultati analitici relativi all'analisi chimica, sono riassunti in Tabella 7-3

Tabella 7-2 Valori Limite di Concentrazione (Protocollo d'Intesa, 08.04.1993)

Colonna A	20 mg/Kg s.s.
Colonna B	100 mg/Kg s.s.
Colonna C	500 mg/Kg s.s.

Tabella 7-3 Concentrazione del Cromo (mg/kg s.s.). A* classificazione in colonna A sulla base del presente studio (vedi paragrafo 7.5 Calcolo del limite di riferimento per il Cromo).

Campione	Cr (mg/kg s.s.)	Classificazione
Carota 2		
2-1 (0,00-0,02)	30	A*
2-2 (0,02-0,04)	34	A*
2-3 (0,04-0,06)	27	A*
2-4 (0,06-0,08)	29	A*
2-5 (0,08-1,00)	50	A*
2-6 (1,00-1,50)	45	A*
2-7 (1,50-2,00)	45	A*
2-8 (2,00-2,50)	45	A*
2-9 (2,50-3,00)	42	A*
2-10 (3,00-3,50)	46	A*
2-11 (3,50-4,00)	48	A*
2-12 (4,00-4,50)	50	A*
2-13 (4,50-5,00)	52	A*
Carota 6		
6-1 (0,00-0,02)	25	A*
6-2 (0,02-0,04)	29	A*
6-3 (0,04-0,06)	22	A*
6-4 (0,06-0,08)	48	A*
6-5 (0,08-1,00)	32	A*
6-6 (1,00-1,50)	32	A*
6-7 (1,50-2,00)	45	A*

Campione	Cr (mg/kg s.s.)	Classificazione
6-8 (2,00-2,50)	40	A*
6-9 (2,50-3,00)	38	A*
6-10 (3,00-3,50)	38	A*
6-11 (3,50-4,00)	46	A*
6-12 (4,00-4,50)	40	A*
6-13 (4,50-5,00)	40	A*
Carota 8		
8-1 (0,00-0,02)	32	A*
8-2 (0,02-0,04)	31	A*
8-3 (0,04-0,06)	30	A*
8-4 (0,06-0,08)	38	A*
8-5 (0,08-1,00)	35	A*
8-6 (1,00-1,50)	33	A*
8-7 (1,50-2,00)	38	A*
8-8 (2,00-2,50)	31	A*
8-9 (2,50-3,00)	35	A*
8-10 (3,00-3,50)	32	A*
8-11 (3,50-4,00)	35	A*
8-12 (4,00-4,50)	32	A*
8-13 (4,50-5,00)	33	A*

In Figura 7-7 viene riportata la variazione dei contenuti in cromo con la profondità da piano fondale.

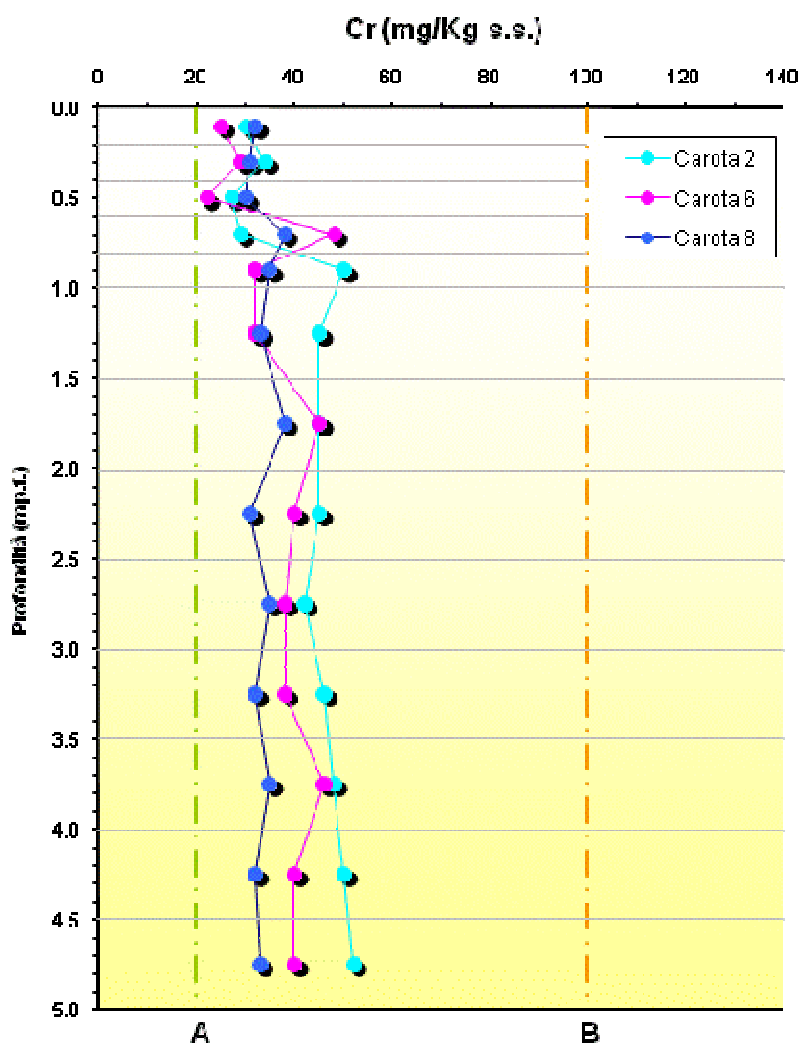


Figura 7-7 Variazione della concentrazione di Cr con la profondità. Con le linee tratteggiate sono indicati i valori limite definiti dalla Tabella 1 del Protocollo d'Intesa (in verde: limite A; in arancio: limite B).

Il grafico mostra che tutti i campioni hanno concentrazione superiore al limite A. In generale, si osserva un leggero incremento della concentrazione a profondità al di sotto dei 50 cm. In particolare, per la carota 2 si osserva un costante incremento del contenuto in Cr con la profondità.

Il confronto tra la concentrazione in cromo e la granulometria rivela che la dimensione dei granuli non è un fattore determinante nella variazione di concentrazione del metalloide (Figura 7-8, Figura 7-9, Figura 7-10).

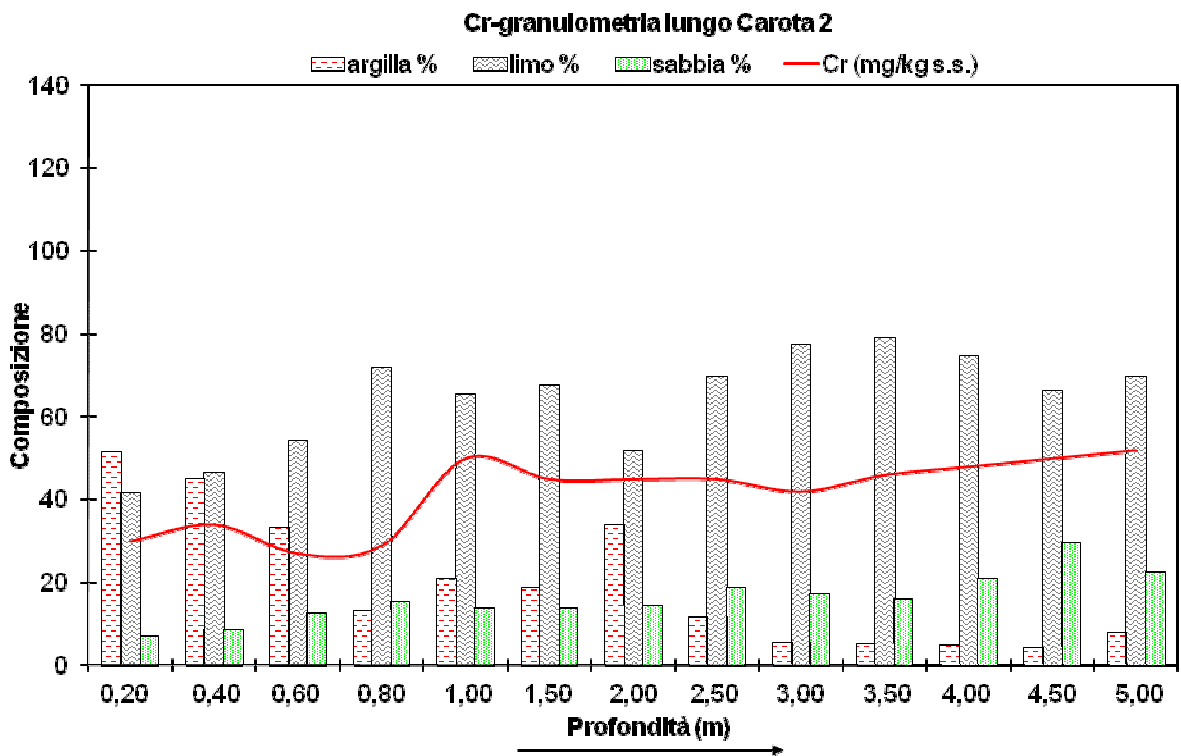


Figura 7-8 Relazione tra granulometria e contenuti in Cr lungo la carota 2.

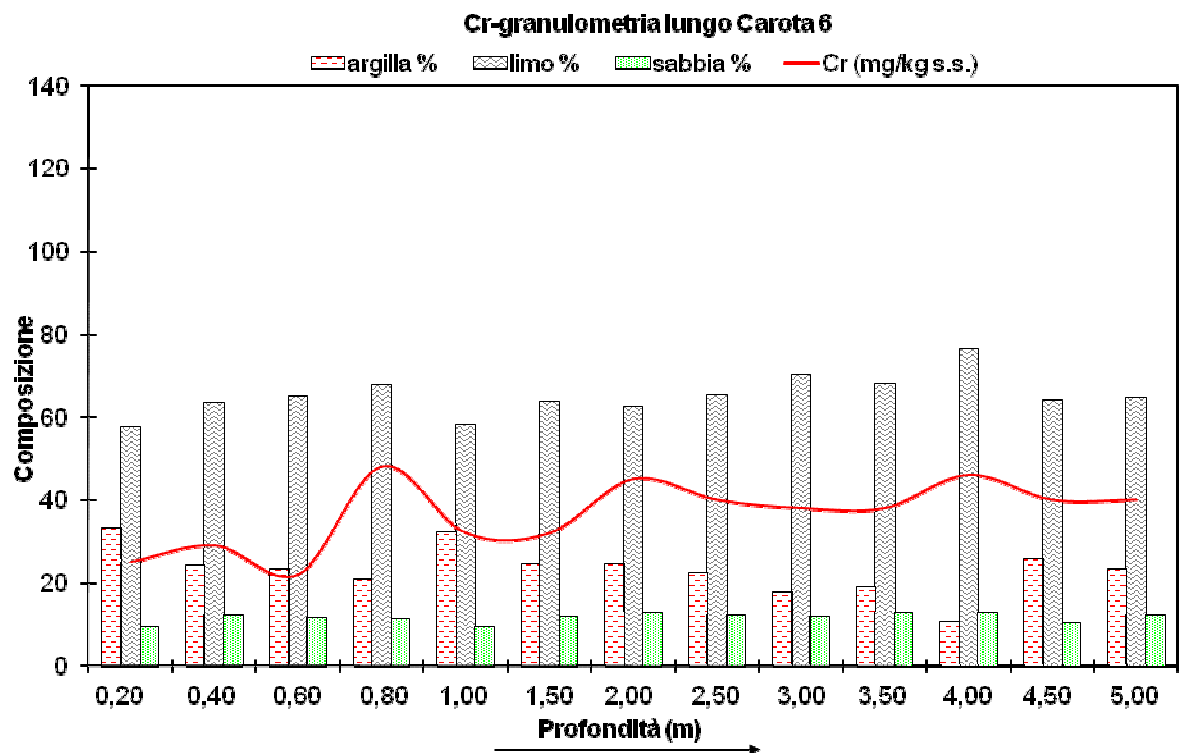


Figura 7-9 Relazione tra granulometria e contenuti in Cr lungo la carota 6.

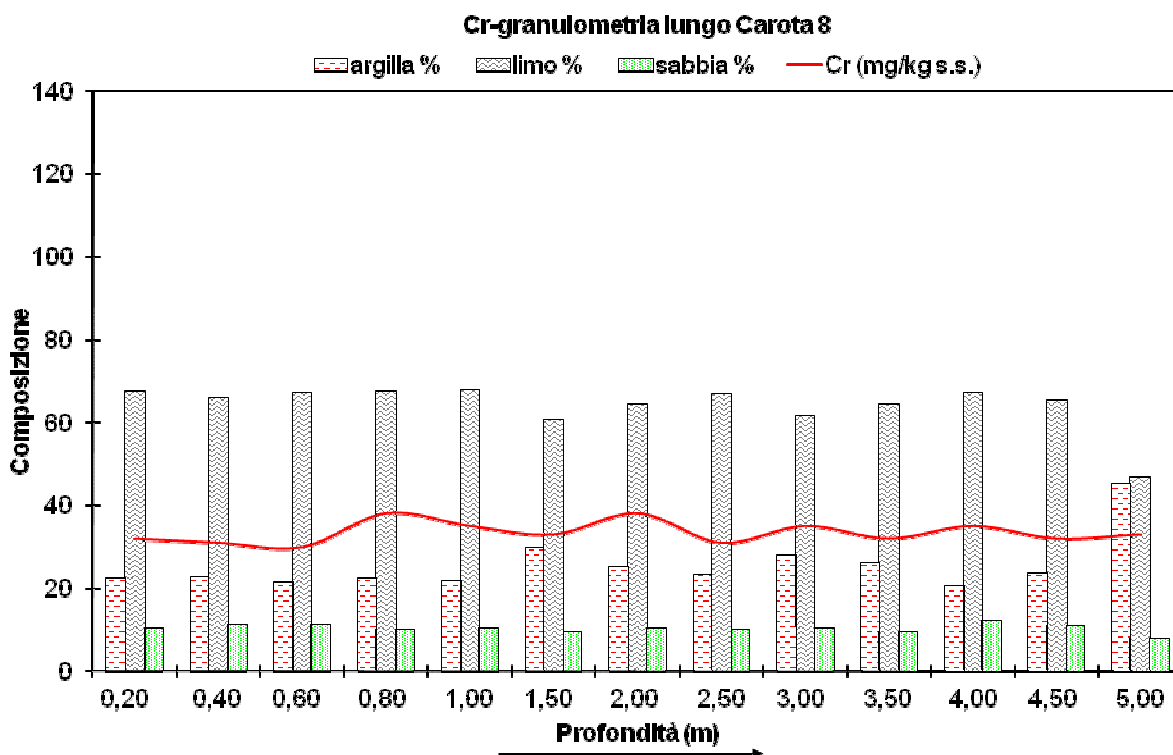


Figura 7-10 Relazione tra granulometria e contenuti in Cr lungo la carota 8.

7.3. Indagine mineralogico-geochimica

Al fine di ottenere una caratterizzazione geochimico-mineralogica dei sedimenti prelevati lungo le tre verticali”, i campioni prelevati sono stati sottoposti ad analisi di fluorescenza a Raggi X ed analisi diffrattometrica su polveri, presso i laboratori del Dipartimento di Geoscienze dell’Università di Padova.

7.3.1. Analisi di Fluorescenza ai Raggi X

L’analisi di fluorescenza ai raggi X polarizzati (EDPXRf), contrariamente all’estrazione mediante attacco triacido con metodi tipo EPA (che difficilmente riesce a rompere completamente i legami forti determinando talvolta una sottostima del contenuto totale di un dato metallo nella matrice solida), permette la completa analisi multielementare (elementi maggiori, minori ed in traccia).

Il campione di materiale lapideo, finemente macinato, è preparato in pastiglie o perle. La radiazione ottenuta da una sorgente a raggi X è in grado di eccitare la superficie del campione da analizzare, in particolare si parla di fluorescenza quando il materiale colpito da radiazioni elettromagnetiche riemette radiazioni con lunghezze d'onda superiori a quelle della radiazione incidente. La radiazione emessa in queste transizioni è caratteristica dell'elemento e non viene influenzata dai legami chimici. L'effetto di fluorescenza riguarda solo la struttura interna dell'atomo e non viene influenzata dalla sistemazione delle orbite molecolari circostanti.

Le analisi sono state eseguite per la determinazione degli elementi maggiori e minori, ossia i costituenti principali delle rocce:

- Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P;

ed in traccia:

- S, V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Pb, Th, U.

La composizione chimica, ottenuta mediante analisi XRF, dei campioni prelevati lungo le verticali 2, 6 e 8 è riportata in Tabella 7-4, Tabella 7-5 e Tabella 7-6, rispettivamente.

I diagrammi rappresentativi della variazione del cromo, rispetto a quella degli elementi maggiori ed in tracce di cui esso stesso è vicariante (capitolo 0), sono riportati da Figura 7-11 a Figura 7-16. In generale, si osserva una buona correlazione positiva tra Cr e Ti, Al, Fe, Ni, V, ad eccezione della carota 8.

Dal momento che il contenuto in cromo cresce al crescere del contenuto di altri elementi con medesime caratteristiche geochemiche, è possibile immaginare per questo metallo una sicura origine naturale. Nel caso, infatti, di un apporto antropico le variazioni di un elemento sono casuali rispetto a quelle degli altri elementi con medesimo comportamento geochemico.

Tabella 7-4 Risultato dell'Analisi alla Fluorescenza RX per la carota 2.

	2-1	2-2	2-3	2-4	2-5	2-6	2-7	2-8	2-9	2-10	2-11	2-12	2-13
SiO₂ (wt%)	62.74	48.63	45.11	46.27	46.32	50.54	45.36	48.10	62.18	55.28	38.94	39.04	38.01
TiO₂	0.27	0.60	0.58	0.63	0.60	0.56	0.46	0.62	0.77	0.69	0.55	0.55	0.54
Al₂O₃	8.15	11.53	11.00	12.17	12.51	10.88	9.03	11.00	19.50	16.92	13.59	13.62	13.36
Fe₂O₃	1.75	4.59	4.30	5.52	4.78	3.89	3.27	4.27	6.57	6.15	5.58	5.58	5.60
MnO	0.04	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.07	0.10	0.10	0.10
MgO	5.41	9.63	10.42	10.50	8.20	8.98	11.26	9.85	2.59	5.41	7.50	7.51	7.53
CaO	17.62	19.43	23.82	18.81	21.54	20.80	26.60	20.85	1.70	8.84	30.39	30.28	31.55
Na₂O	2.01	2.00	1.66	1.99	1.71	2.00	1.72	1.90	1.94	1.81	1.11	1.11	1.07
K₂O	1.96	2.06	2.07	2.22	2.30	1.66	1.49	1.79	4.47	3.74	2.94	2.96	2.92
P₂O₅	0.06	0.12	0.11	0.12	0.13	0.13	0.11	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12	0.12
Tot	100.01	98.66	99.14	98.30	98.16	99.51	99.36	98.59	99.91	99.05	100.82	100.87	100.80
L.O.I.	16.77	22.69	24.01	22.92	23.07	23.74	26.84	25.48	7.30	13.25	25.32	25.25	25.80
S (ppm)	2959	13428	10965	16915	9055	8377	7559	15818	3003	9621	695	636	520
V	25	80	84	97	89	70	58	78	116	107	90	92	95
Cr	13	80	82	91	68	66	53	76	85	81	65	70	71
Co	<3	10	6	6	11	7	6	7	11	12	11	12	14
Ni	8	37	40	43	33	28	24	31	36	38	41	38	41
Rb	75	76	79	84	87	56	53	62	200	157	118	119	119
Sr	158	197	230	212	226	216	226	220	116	138	278	275	290
Y	13	25	25	28	28	24	21	27	38	36	33	31	30
Zr	80	169	163	159	164	161	143	204	223	200	129	132	128
Nb	5	10	8	10	11	10	8	11	14	12	10	11	10
Ba	269	295	287	302	404	329	292	323	662	577	529	514	526
La	22	27	35	17	24	28	28	23	56	39	37	42	30
Ce	30	65	55	47	61	52	26	59	89	73	62	73	57
Nd	<10	32	24	27	17	23	12	28	17	30	15	20	22
Pb	9	6	12	2	8	6	11	5	37	11	22	25	22
Th	7	11	7	12	9	10	7	7	6	13	5	7	6
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	8	3	<3	6	<3	4

Tabella 7-5 Risultato dell'Analisi alla Fluorescenza RX per la carota 6.

	6-1	6-2	6-3	6-4	6-5	6-6	6-7	6-8	6-9	6-10	6-11	6-12	6-13
SiO₂ (wt%)	47.73	47.05	47.74	47.62	47.32	45.87	45.65	45.47	44.34	45.78	45.88	46.64	44.69
TiO₂	0.64	0.63	0.63	0.64	0.61	0.62	0.62	0.62	0.60	0.61	0.52	0.65	0.54
Al₂O₃	11.29	11.20	10.69	10.68	10.84	12.02	12.07	12.43	11.83	12.21	10.32	12.69	10.63
Fe₂O₃	4.16	4.18	3.86	3.92	4.02	4.84	4.91	5.10	4.86	4.95	3.91	5.16	4.20
MnO	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
MgO	10.18	10.60	10.79	10.73	10.77	10.33	10.16	10.13	10.72	10.16	10.65	9.38	10.89
CaO	21.56	21.69	21.95	22.01	21.66	21.25	21.06	20.93	22.38	21.07	24.56	19.36	24.31
Na₂O	2.07	2.11	1.98	2.03	2.04	2.17	2.18	2.15	2.07	2.10	1.85	2.29	1.90
K₂O	1.63	1.53	1.54	1.59	1.55	1.71	1.83	1.75	1.60	1.78	1.50	1.92	1.62
P₂O₅	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.16	0.17	0.17	0.17	0.13	0.17	0.14
Tot	99.47	99.20	99.39	99.43	99.02	99.03	98.71	98.83	98.64	98.90	99.39	98.33	98.99
L.O.I.	24.88	25.49	25.05	24.73	25.11	25.81	25.39	25.37	26.62	25.63	26.15	25.19	26.43
S (ppm)	7392	6755	6984	7746	7120	9174	11301	12613	12762	11248	9775	14754	9809
V	75	80	78	74	78	91	91	95	91	97	72	93	82
Cr	76	74	66	66	76	85	86	78	86	85	72	84	75
Co	6	10	8	8	7	7	10	12	9	8	8	9	7
Ni	27	29	27	24	26	33	35	36	34	36	26	36	28
Rb	55	53	51	54	53	58	64	59	55	61	51	65	55
Sr	209	211	207	207	208	215	216	227	236	219	226	219	226
Y	26	27	25	26	26	27	27	27	26	28	22	28	23
Zr	182	191	198	197	194	179	181	173	173	175	159	180	161
Nb	10	12	11	11	11	12	12	10	10	10	9	11	10
Ba	331	307	324	308	302	338	335	330	293	319	317	353	310
La	27	31	34	32	35	24	32	36	16	20	29	28	<10
Ce	60	47	41	61	56	53	56	59	51	52	48	53	54
Nd	34	28	12	20	27	10	25	20	20	35	28	27	21
Pb	12	6	21	9	11	9	8	<5	<5	6	11	<5	13
Th	7	8	5	9	9	10	8	11	10	9	6	11	8
U	<3	<3	4	<3	<3	4	<3	6	4	<3	4	<3	<3

Tabella 7-6 Risultato dell'Analisi alla Fluorescenza RX per la carota 8.

	8-1	8-2	8-3	8-4	8-5	8-6	8-7	8-8	8-9	8-10	8-11	8-12	8-13
SiO₂ (wt%)	48.42	48.13	46.31	47.40	47.30	47.53	47.27	47.03	46.15	46.32	46.71	46.93	47.51
TiO₂	0.60	0.59	0.59	0.61	0.61	0.60	0.60	0.59	0.60	0.60	0.60	0.60	0.59
Al₂O₃	11.05	10.87	11.71	12.31	11.27	11.38	11.23	10.67	11.52	11.56	11.90	11.33	11.27
Fe₂O₃	4.03	4.04	4.59	4.87	4.24	4.53	4.36	3.96	4.51	4.49	4.63	4.31	4.36
MnO	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
MgO	10.05	9.94	10.46	9.70	10.35	9.79	10.30	10.58	10.20	10.26	9.96	10.72	9.92
CaO	21.55	20.99	21.60	19.95	21.44	21.39	21.43	21.70	20.70	20.80	20.26	21.64	21.48
Na₂O	2.10	2.09	2.24	2.32	2.09	2.07	2.06	1.96	2.61	2.41	2.51	1.99	2.06
K₂O	1.60	1.61	1.62	1.65	1.49	1.53	1.58	1.52	2.53	2.52	2.60	1.69	1.71
P₂O₅	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15
Tot	99.61	98.47	99.33	99.04	99.00	99.04	99.04	98.22	99.03	99.17	99.39	99.42	99.12
L.O.I.	24.50	24.37	25.71	24.76	25.07	25.63	25.20	24.91	25.16	25.06	24.87	25.22	24.88
S (ppm)	5969	6977	7749	9853	8753	8749	9959	9793	2288	520	2224	8163	9441
V	75	78	85	86	83	86	78	81	87	84	93	84	84
Cr	68	74	78	82	73	78	78	84	73	70	73	75	78
Co	6	7	9	11	6	8	8	7	8	9	10	9	8
Ni	31	29	34	51	29	33	43	27	30	27	29	30	33
Rb	56	54	54	54	49	52	54	52	111	112	116	58	59
Sr	213	211	222	217	214	210	218	210	215	212	212	210	220
Y	25	26	28	28	27	27	26	25	27	26	27	25	25
Zr	184	193	181	176	185	183	187	191	181	176	172	180	175
Nb	11	11	10	11	11	11	10	9	11	10	10	10	10
Ba	315	310	330	337	309	323	315	314	321	319	324	317	326
La	37	20	43	35	36	35	28	25	33	35	34	38	25
Ce	56	56	53	64	48	46	44	28	56	41	64	48	51
Nd	24	24	24	19	21	22	35	27	19	24	23	24	26
Pb	11	10	6	<5	8	5	13	11	38	39	40	12	13
Th	7	6	8	10	9	9	8	8	<3	<3	<3	7	10
U	7	4	3	4	<3	6	5	3	4	<3	4	4	5

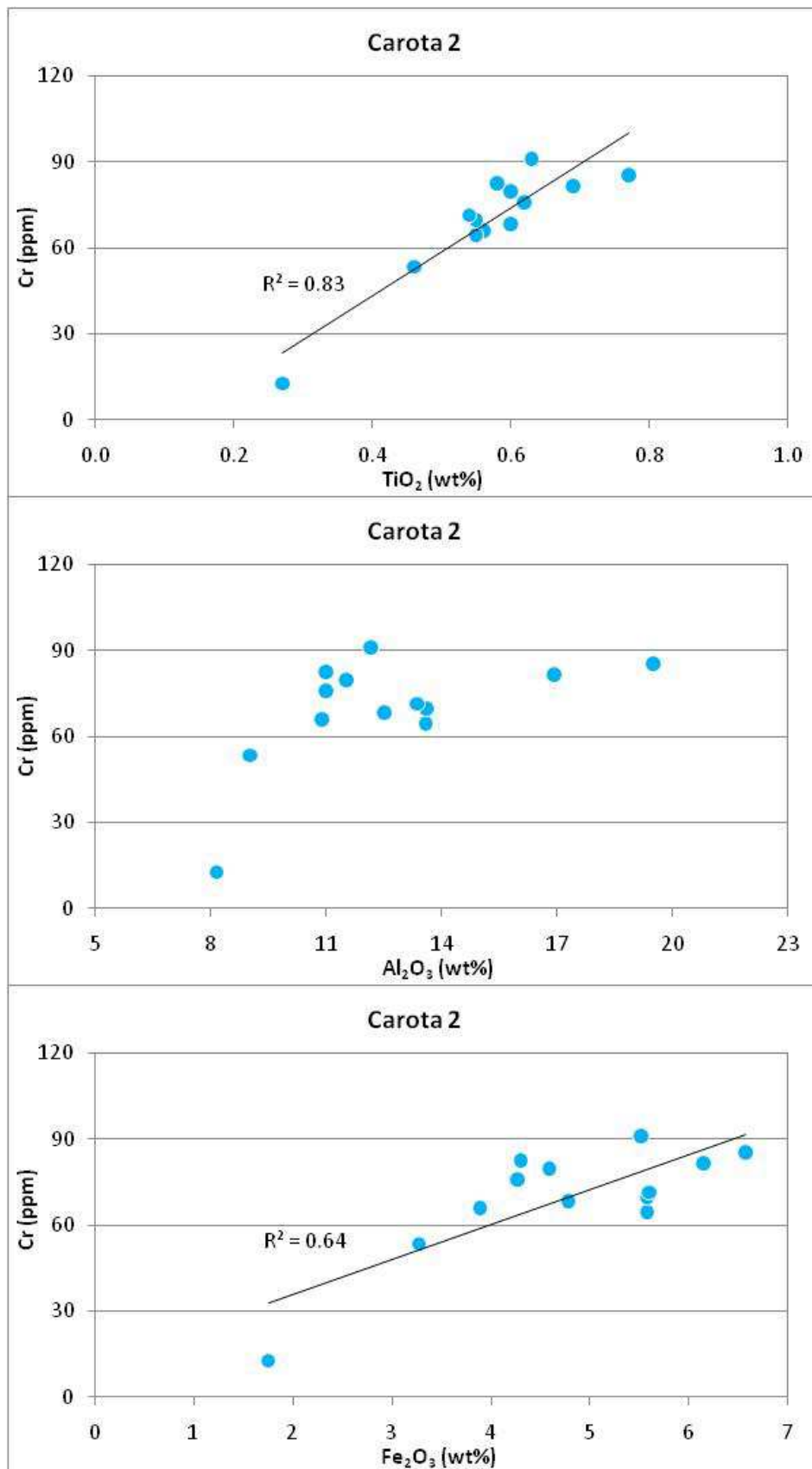


Figura 7-11 Carota 2: variazione tra Cr ed elementi maggiori di cui il Cromo è vicariante.

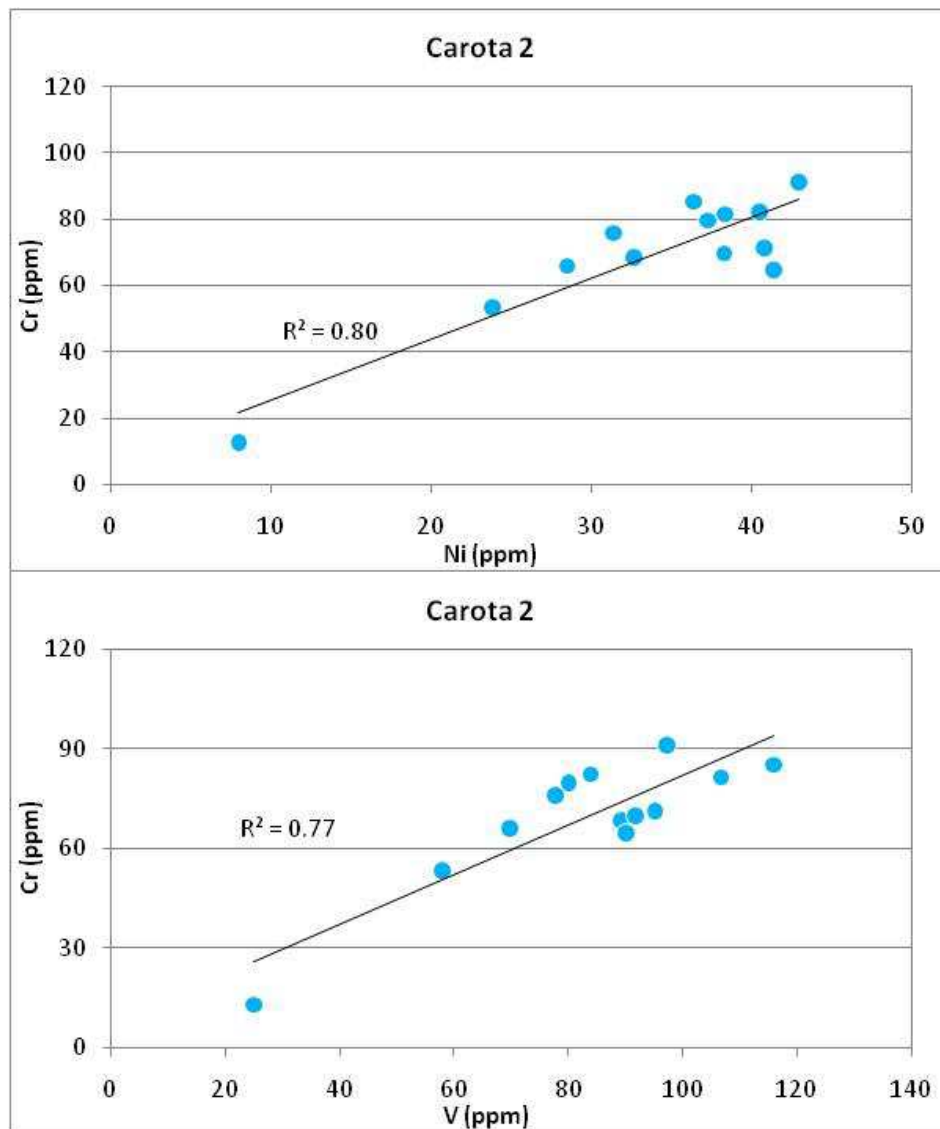


Figura 7-12 Carota 2: variazione tra Cr ed elementi in tracce di cui il Cromo è vicariante.

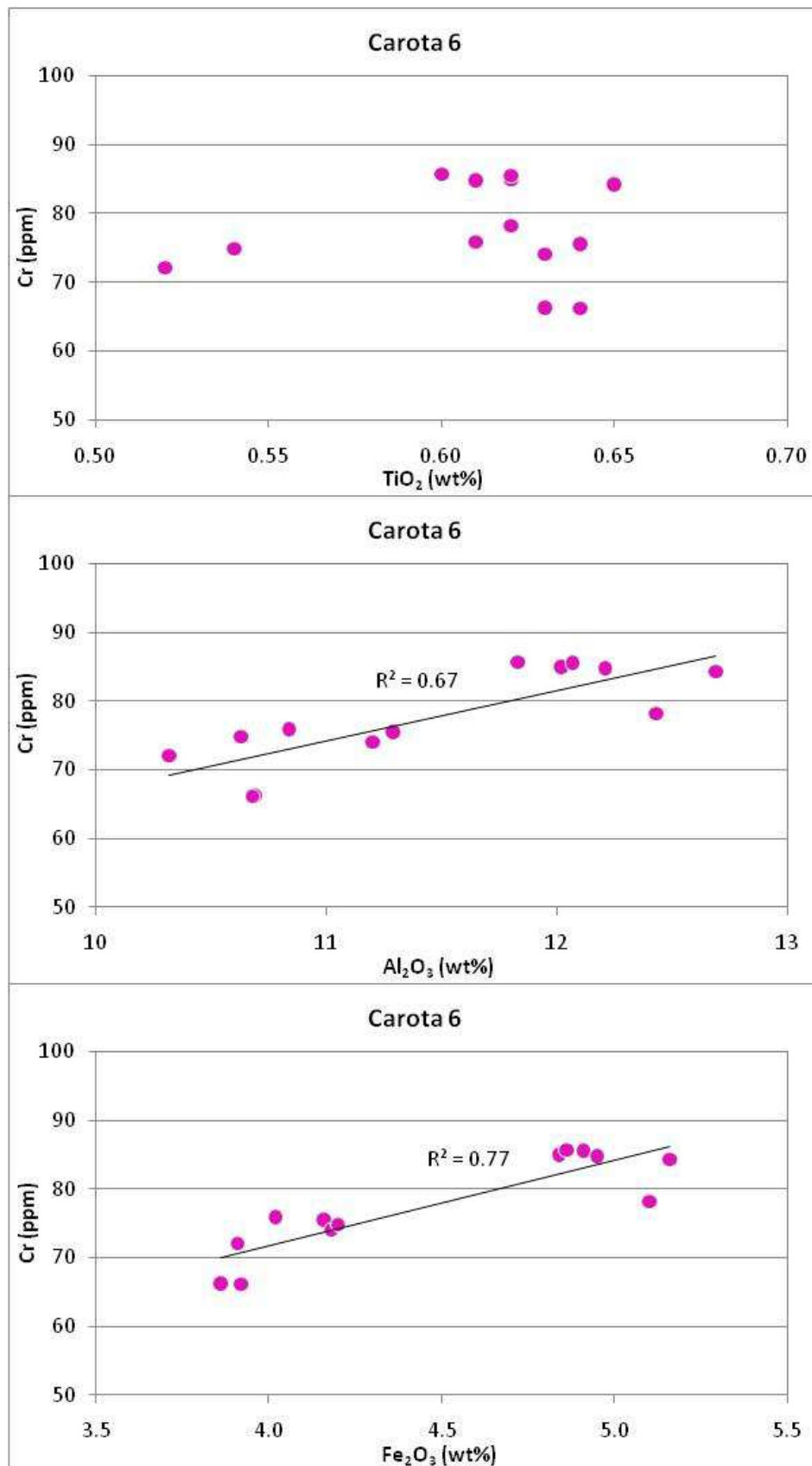


Figura 7-13 Carota 6: variazione tra Cr ed elementi maggiori di cui il Cromo è vicariante.

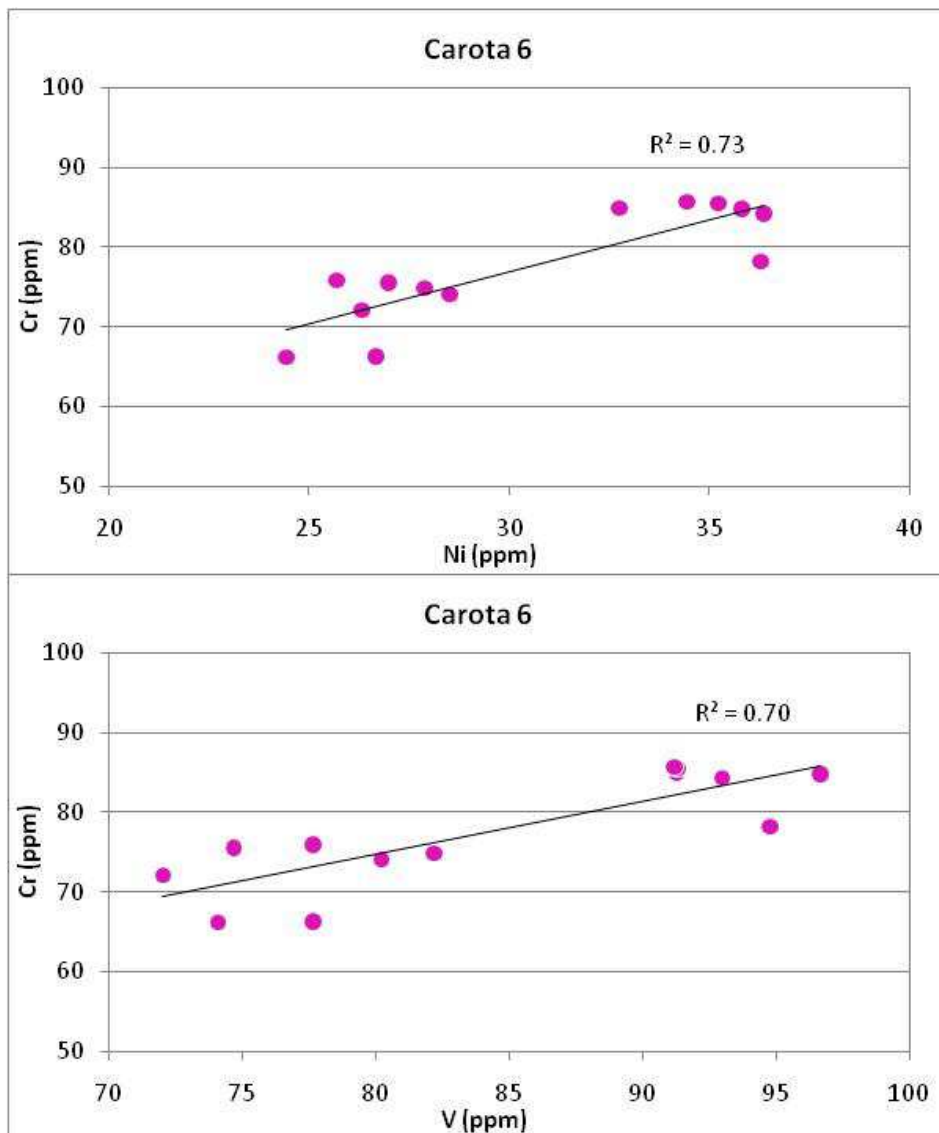


Figura 7-14 Carota6: variazione tra Cr ed elementi in tracce di cui il Cromo è vicariante.

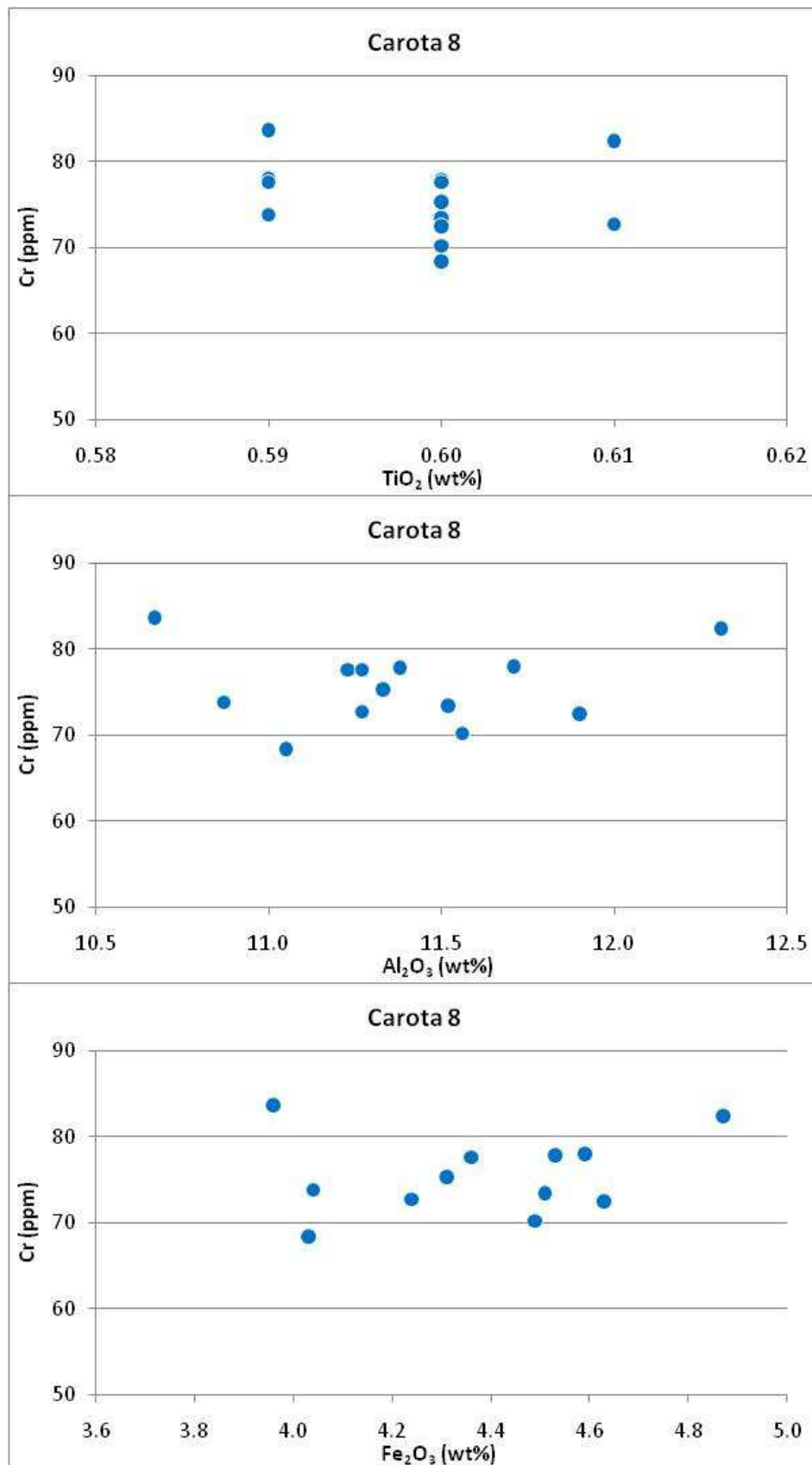


Figura 7-15 Carota 8: variazione tra Cr ed elementi maggiori di cui il Cromo è vicariante.

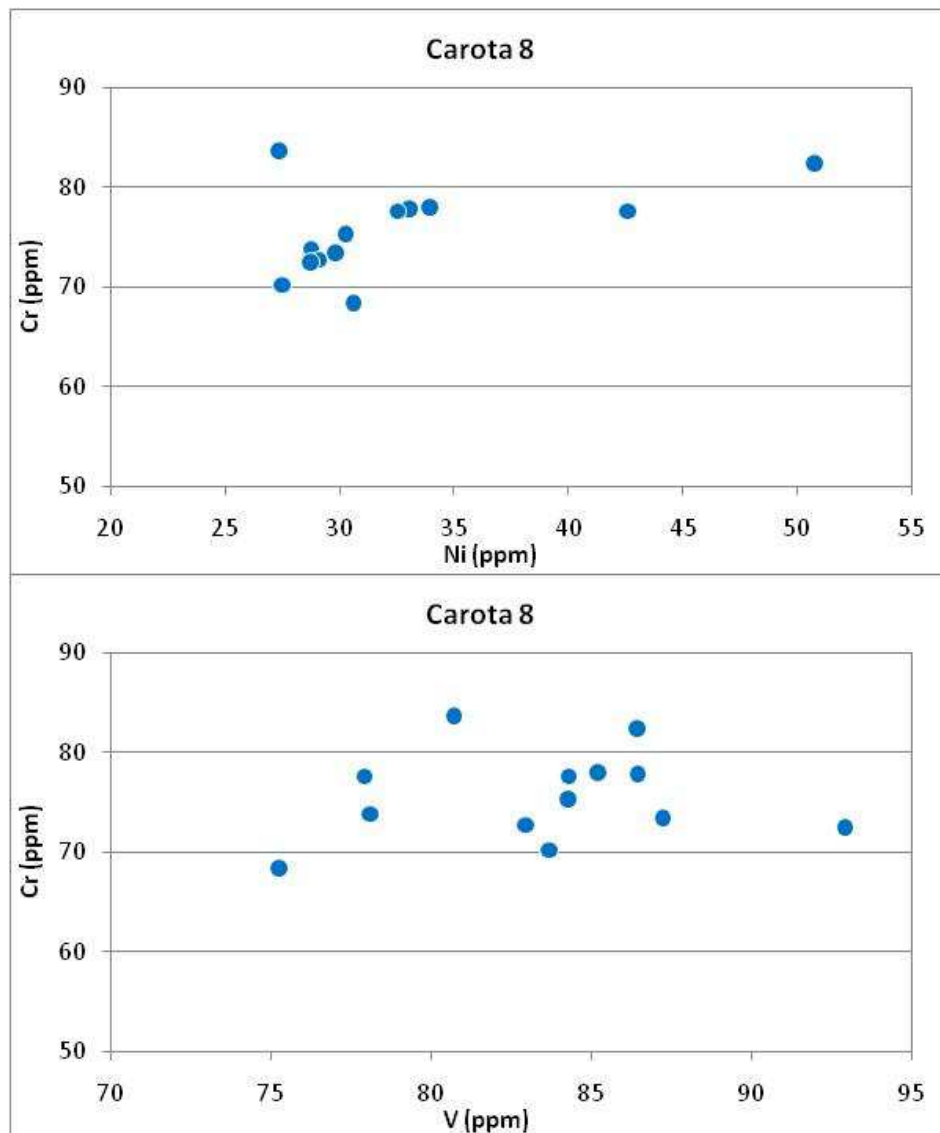


Figura 7-16 Carota 8: variazione tra Cr ed elementi in tracce di cui il Cromo è vicariante.

Si osservi inoltre che il contenuto in Cr ottenuto mediante analisi di Fluorescenza RX (Tabella 7-4, Tabella 7-5, Tabella 7-6) è superiore a quello ottenuto mediante tecniche EPA (Tabella 7-2). Questo confermerebbe ulteriormente che il cromo è legato mediante legami forti all'interno del reticolo cristallino di fasi mineralogiche. Le metodiche EPA, infatti, difficilmente riescono a rompere completamente i legami forti determinando una sottostima del contenuto nell'elemento.

7.3.2. Analisi Diffrattometrica a Raggi X

L'analisi Diffrattometrica a Raggi X è eseguita su polveri di campioni opportunamente omogeneizzati e macinati in mortaio di agata, quindi analizzati tramite diffrattometro ad anticatodo di rame con monocromatore a lamina di Ni. I campioni vengono colpiti da un fascio di raggi X monocromatici di intensità e lunghezza d'onda noti i quali vengono diffratti in un modo che dipende esclusivamente dalle strutture cristalline proprie dei minerali secondo la legge di Bragg. Ogni minerale è caratterizzato da un diverso e particolare "spettro di diffrazione", composto da una serie di picchi per i quali la posizione angolare e l'altezza relativa sono note. Dall'analisi dello spettro totale del campione è possibile quindi risalire alla sua composizione mineralogica.

Da un diffrattogramma, valutando opportunamente le dimensioni dei picchi ottenuti per ciascun minerale, è inoltre possibile effettuare una stima delle abbondanze volumetriche delle varie fasi minerali, e da queste, note le densità dei minerali, una stima semiquantitativa espressa in percentuali in peso. L'analisi semiquantitativa è stata condotta con il metodo R.I.R. (reference intensity ratio) normalizzato (Chung 1974a, b). Sono stati utilizzati i valori di R.I.R. riportati nelle schede PDF di ciascun minerale. L'interpretazione qualitativa e l'analisi semiquantitativa sono state eseguite mediante il software Panalytical High Score Plus.

Tutti i campioni risultano essere composti da: quarzo, mica, calcite, dolomite, clorite, plagioclasio, k-feldspato, halite, +/- pirite, +/- anfibolo (Tabella 7-7).

La mica è costituita da muscovite, ma non si possono escludere piccole quantità o tracce di illite e di biotite, non rilevabili per l'alta sovrapposizione dei picchi.

Tabella 7-7 Composizione mineralogica del sedimento prelevato lungo le tre verticali (wt%).

	Quarzo	Mica	Pirite	Plagioclasio	Dolomite	Clorite	K-Feldspato	Calcite	Halite	Anfibolo
Carota 2										
2-1CR	53	6	1	10	14	2	6	9	1	1
2-2CR	32	18	1	11	21	5	5	7	1	-
2-3CR	31	17	1	11	21	5	4	9	1	-
2-4CR	30	16	2	11	23	6	6	6	1	-
2-5CR	30	18	1	11	17	7	4	10	1	-
2-6CR	37	12	1	11	18	6	5	8	1	1
2-7CR	35	14	1	11	19	5	4	9	1	1
2-8CR	32	19	2	12	18	5	4	7	1	-
2-9CR	33	31	2	12	2	11	7	1	1	-
2-10CR	35	22	1	13	9	9	8	3	1	-
2-11CR	20	18	-	10	14	9	6	21	1	-
2-12CR	20	21	-	10	13	10	4	21	1	-
2-13CR	19	22	-	9	15	8	4	23	1	-
Carota 6										
6-1CR	33	15	<1	11	19	6	5	7	2	-
6-2CR	32	16	<1	11	22	6	5	7	1	-
6-3CR	33	15	<1	10	22	6	5	6	2	-
6-4CR	33	15	<1	10	22	6	6	6	1	-
6-5CR	33	13	<1	11	22	7	6	6	1	-
6-6CR	32	15	1	10	20	7	7	7	2	-
6-7CR	32	16	1	11	22	5	4	7	2	-

	Quarzo	Mica	Pirite	Plagioclasio	Dolomite	Clorite	K-Feldspato	Calcite	Halite	Anfibolo
6-8CR	29	18	1	10	22	5	5	7	2	-
6-9CR	27	19	1	10	23	5	6	7	2	-
6-10CR	28	17	<1	12	20	8	6	7	1	-
6-11CR	31	16	<1	10	21	7	5	8	1	-
6-12CR	28	20	1	12	19	8	4	6	2	-
6-13CR	30	18	1	10	21	5	6	8	1	-
Carota 8										
8-1CR	34	19	<1	10	19	6	4	6	1	-
8-2CR	34	17	<1	11	21	6	3	7	1	-
8-3CR	30	21	1	9	21	6	5	7	1	-
8-4CR	31	20	1	10	20	4	6	7	1	-
8-5CR	31	19	<1	11	21	5	6	7	1	-
8-6CR	29	18	1	11	19	7	5	7	3	-
8-7CR	31	20	1	10	21	6	4	7	1	-
8-8CR	32	19	<1	10	21	5	4	7	1	-
8-9CR	30	19	1	11	21	5	5	7	1	-
8-10CR	30	18	1	11	21	5	5	7	1	-
8-11CR	30	21	1	11	20	6	3	7	1	-
8-12CR	30	19	1	11	21	5	5	7	2	-
8-13CR	32	18	1	11	19	6	5	7	1	-

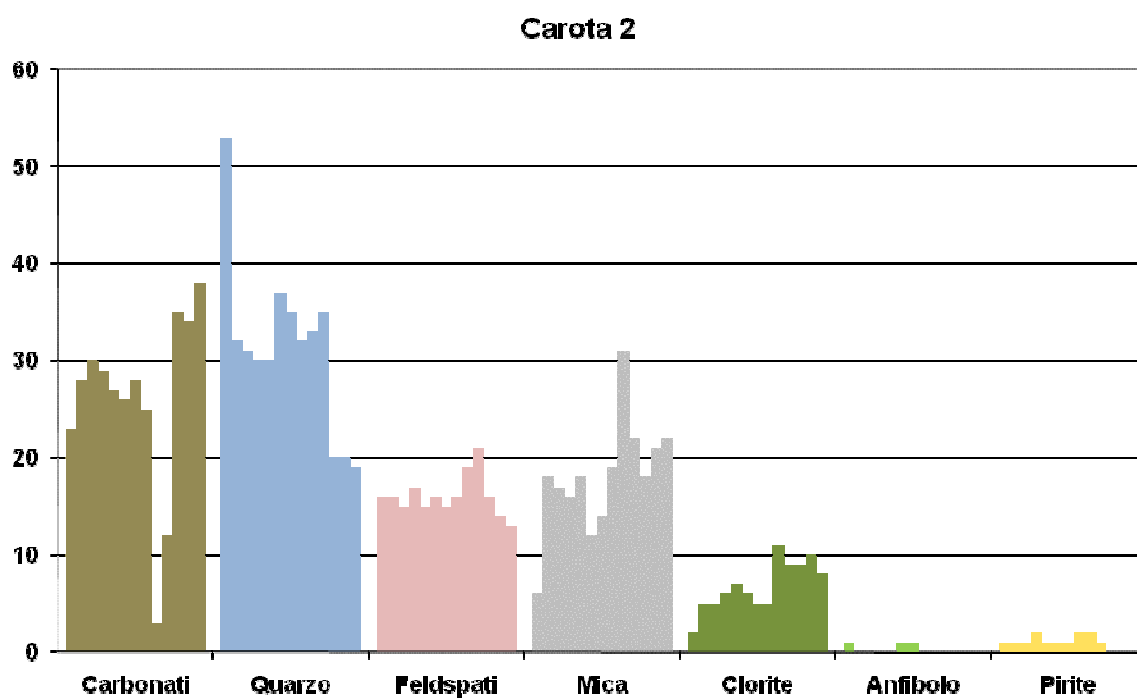


Figura 7-17 Carota 2: composizione mineralogica del sedimento.

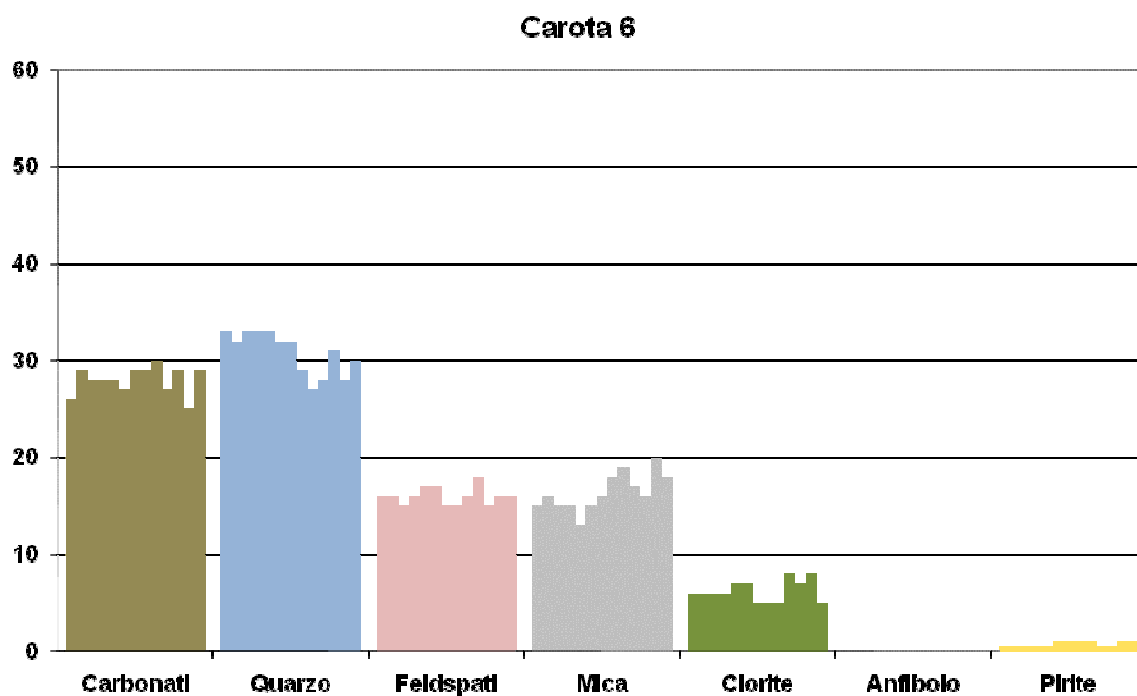


Figura 7-18 Carota 6: composizione mineralogica del sedimento.

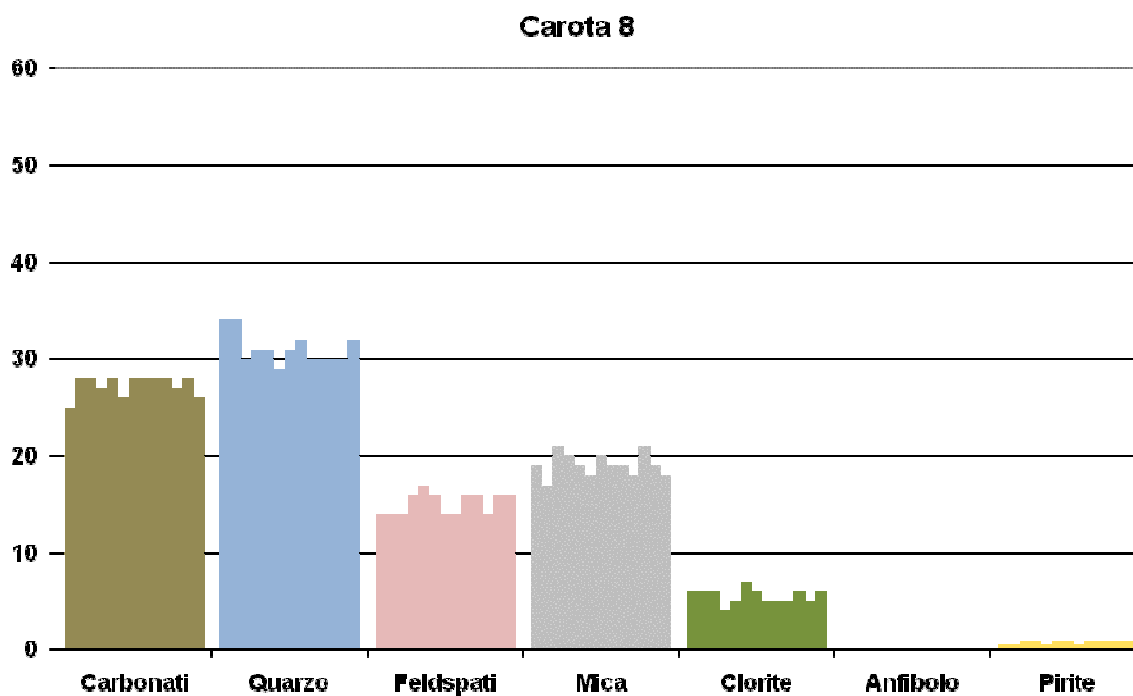


Figura 7-19 Carota 8: composizione mineralogica del sedimento.

In Figura 7-17, Figura 7-18, Figura 7-19 è rappresentata la composizione mineralogica dei sedimenti campionati lungo le tre verticali 2, 6 e 8. Un confronto di questi istogrammi con quello di Figura 3-2, permette di confermare la provenienza di questi sedimenti dal bacino idrografico del Fiume Brenta in accordo con i dati di letteratura (capitolo 3 “Bacini idrografici del Brenta e Bacchiglione” e capitolo 4 “Granulometria, composizione mineralogica, geochimica e “Background” dei sedimenti superficiali all’interno della Laguna di Venezia: studi pregressi”).

La presenza di minerali ferromagnesiaci, quali clorite $[(Mg,Fe^{II}, Al)_6(OH)_8(Si,Al)_4O_{10}]$ e in misura minore anfibolo [orneblenda: $Na_{0-1}Ca_2[(Mg,Fe^{II})_4(Fe^{III},Al,Ti)]Si_6(Si,Al)_2O_{22}(OH,F)_2$] e biotite $[K(Mg,Fe^{II})_3(OH,F)_2(AlSi_3O_{10})]$ ben si accorda con i tenori in cromo riscontrati (Tabella 7-4, Tabella 7-5, Tabella 7-6).

Studi pregressi su sedimenti provenienti dalla Laguna di Venezia (Are et al., 2004; Are & Carlin, 1994, Jobstraibizer et al., 1995), indicano che il cromo è contenuto principalmente nei minerali pesanti (ossidi di Fe e Ti e silicati ferromagnesiaci), dove è trattenuto per mezzo di legami forti di tipo covalente e pertanto non cedibile nell’ambiente circostante.

E', inoltre, da segnalare la presenza di piccole quantità di pirite. La pirite può contenere dell'arsenico all'interno del proprio reticolo cristallino. Apitz et al, 2009 indicano quale valore di fondo per l'arsenico in Laguna di Venezia un valore compreso tra 5 e 35 mg/kg.

7.4. Test di cessione in acido acetico

Al fine di valutare la biodisponibilità del cromo nei sedimenti campionati, sono stati eseguiti i test di cessione in acido acetico per tutti i campioni prelevati.

I risultati delle prove sono riportati in Tabella 7-8.

Tabella 7-8 Test di cessione in acido acetico (mg/L)

Campione	Cr (mg/L)
Carota 2	
2-1 (0,00-0,02)	<0,01
2-2 (0,02-0,04)	<0,01
2-3 (0,04-0,06)	<0,01
2-4 (0,06-0,08)	<0,01
2-5 (0,08-1,00)	<0,01
2-6 (1,00-1,50)	<0,01
2-7 (1,50-2,00)	<0,01
2-8 (2,00-2,50)	<0,01
2-9 (2,50-3,00)	<0,01
2-10 (3,00-3,50)	<0,01
2-11 (3,50-4,00)	<0,01
2-12 (4,00-4,50)	<0,01
2-13 (4,50-5,00)	<0,01
Carota 6	
6-1 (0,00-0,02)	<0,01
6-2 (0,02-0,04)	<0,01
6-3 (0,04-0,06)	<0,01
6-4 (0,06-0,08)	<0,01

Campione	Cr (mg/L)
6-5 (0,08-1,00)	<0,01
6-6 (1,00-1,50)	<0,01
6-7 (1,50-2,00)	<0,01
6-8 (2,00-2,50)	<0,01
6-9 (2,50-3,00)	<0,01
6-10 (3,00-3,50)	<0,01
6-11 (3,50-4,00)	<0,01
6-12 (4,00-4,50)	<0,01
6-13 (4,50-5,00)	<0,01
Carota 8	
8-1 (0,00-0,02)	<0,01
8-2 (0,02-0,04)	<0,01
8-3 (0,04-0,06)	<0,01
8-4 (0,06-0,08)	<0,01
8-5 (0,08-1,00)	<0,01
8-6 (1,00-1,50)	<0,01
8-7 (1,50-2,00)	<0,01
8-8 (2,00-2,50)	<0,01
8-9 (2,50-3,00)	<0,01
8-10 (3,00-3,50)	<0,01
8-11 (3,50-4,00)	<0,01
8-12 (4,00-4,50)	<0,01
8-13 (4,50-5,00)	<0,01

Limite A (= 2 mg/l) sul test di cessione in acido acetico: D.Lgs. n. 152 del 3 aprile 2006 Norme in materia ambientale - Parte Terza Allegato 5 Tab 3 scarico in acque superficiali.

Limite B (= 20 mg/l) sul test di cessione in acido acetico: D.Lgs. n. 152 del 3 aprile 2006 Norme in materia ambientale - Parte Terza Allegato 5 Tab 3 scarico in acque superficiali x 10 volte.

I risultati delle prove hanno determinato valori di cedibilità del cromo ben al di sotto del limite previsto per lo scarico in acque superficiali (D. Lgs. n. 152 del 3 aprile 2006).

La scarsa cedibilità riscontrata conferma che il cromo si trova racchiuso entro il reticolo cristallino di minerali molto resistenti all'alterazione (minerali ferromagnesiaci) sia chimica che fisica e pertanto non cedibile nell'ambiente circostante.

7.5. Calcolo del limite di riferimento per il Cromo

In riferimento alla Lettera del Magistrato dell'Ambiente del 10.11.94 al Magistrato alle Acque di Venezia è possibile utilizzare, per siti di deposito non contaminati, materiali che abbiano un livello massimo di inquinanti in questione pari al valore di fondo rilevato nella zona di deposito aumentato di due volte la deviazione standard.

Nella Tabella 7-9 è riportato il valore di fondo dell'area di deposito, calcolato come media dei valori relativi ai campioni prelevati nell'area in studio. Sulla base di tale valore viene calcolato il nuovo limite di riferimento (50,13 mg/Kg). Tale valore è in accordo con l'intervallo dei valori di fondo naturale determinati in lavori recenti per il cromo (Apitz et al, 2009; Tabella 4-1).

Tabella 7-9 Calcolo valore di fondo e nuovo limite di concentrazione del Cr per l'area in studio.

Verticale		Cr (mg/Kg)
Carota 2	Media	42
Carota 6		37
Carota 8		33
Media fondo		37.26
Deviazione Standard *		6.44
Limite (media + 2 x dev.std.)		50.13

Facendo riferimento al nuovo limite è possibile attribuire a tutti i sedimenti campionati una classificazione di tipo A del Protocollo d'Intesa (Tabella 7-3). Eccezione è rappresentata dal campione 2-13, che è caratterizzato da un contenuto in Cr leggermente superiore (52 mg/Kg) rispetto al nuovo valore di fondo (50.13 mg/Kg). Il campione 2-13 è comunque classificabile ancora con sedimento di tipo A in quanto la concentrazione in cromo non è superiore al limite previsto del 10% dal Protocollo d'Intesa. Questo potrebbe far pensare ad un maggior arricchimento in fasi ferromagnesiache che possono contenere Cr all'interno del proprio reticolo cristallino.

8. CONCLUSIONI

Lungo il Canale Malamocco–Marghera (Laguna di Venezia) è stata condotta un'indagine geochimica al fine di discriminare l'origine naturale o antropica del cromo contenuto all'interno dei sedimenti.

Sono stati prelevati, lungo n. 3 verticali d'indagine, campioni di sedimento lagunare ogni 20 cm per il primo metro di profondità e ogni 50 cm fino ad una profondità di 5 m, per un totale di n. 39 campioni (Figura 6-1).

Il materiale raccolto è stato sottoposto ad analisi chimica, granulometrica, fluorescenza RX e diffrattometria, nonché a test di cessione in acido acetico.

Il confronto tra la concentrazione in cromo e la granulometria rivela che la dimensione dei granuli non è un fattore determinante nella variazione di concentrazione di questo metallo.

Tenuto conto che il contenuto in cromo cresce al crescere del contenuto di altri elementi con le medesime caratteristiche geochimiche (Ti, Al, Fe, Ni, V) e che nel sedimento è stata riscontrata la presenza di minerali ferromagnesiaci, quali clorite e in misura minore anfibolo e biotite, è possibile immaginare per questo metallo una sicura origine naturale. Nel caso, infatti, di un apporto antropico le variazioni di un elemento sono casuali rispetto a quelle degli altri elementi con medesimo comportamento geochimico. È stato inoltre riscontrato che la composizione mineralogica ben si accorda con quella dei sedimenti provenienti dal bacino idrografico del Fiume Brenta.

I test di cessione indicherebbero inoltre che il cromo si trova racchiuso entro un reticolo cristallino di minerali molto resistenti all'alterazione e pertanto non cedibile nell'ambiente circostante. Studi pregressi su sedimenti provenienti dalla Laguna di Venezia (Are et al., 2004; Are & Carlin, 1994, Jobstraibizer et al., 1995), indicano che il cromo è contenuto principalmente nei minerali pesanti (ossidi di Fe e Ti e silicati ferromagnesiaci), dove è trattenuto per mezzo di legami forti di tipo covalente. Questo elemento, pur presente in concentrazioni relativamente elevate, si presenterebbe quindi all'interno di fasi mineralogiche stabili.

Secondo quanto previsto dalla Lettera del Magistrato dell'Ambiente del 10.11.94, è stato calcolato il nuovo limite per l'area in studio, pari al valore di fondo rilevato nella zona di deposito aumentato di due volte la deviazione standard (50.13 mg/Kg; Tabella 7-9). Il valore di fondo riscontrato è compatibile con quello indicato da Apitz et al, 2009 (4-80 mg/kg).

Sulla base del nuovo limite, tutti i sedimenti campionati sono classificabili come A del Protocollo d'Intesa (Tabella 7-3). Eccezione è rappresentata dal campione 2-13, che è caratterizzato da un contenuto in Cr leggermente superiore (52 mg/Kg) rispetto al nuovo valore di fondo (50.13 mg/Kg). Il campione 2-13 è comunque classificabile ancora con sedimento di tipo A in quanto la concentrazione in cromo non è superiore al limite previsto del 10% dal Protocollo d'Intesa. Questo potrebbe far pensare ad un maggior arricchimento in fasi ferromagnesiache che possono contenere Cr all'interno del proprio reticolo cristallino.

E', inoltre, da segnalare la presenza di piccole quantità di pirite. La pirite può contenere dell'arsenico all'interno del proprio reticolo cristallino. Apitz et al, 2009 indicano quale valore di fondo per l'arsenico in Laguna di Venezia un valore compreso tra 5 e 35 mg/kg.

Come indicato nella lettera del 10.11.1994 del Ministero dell' Ambiente al Magistrato delle Acque di Venezia, a integrazione del Protocollo d'Intesa 08.03.1993, si rende comunque necessario effettuare un programma di monitoraggio, per accertare gli eventuali rilasci di Cr nell'ambiente ed i loro effetti sul biota, nel sito dove è previsto il collocamento del sedimento dragato in opere di ricostruzione morfologica all'interno della Laguna di Venezia. Come indicato nella lettera del 10.11.1994 del Ministero dell' Ambiente al Magistrato delle Acque di Venezia, a integrazione del Protocollo d'Intesa 08.03.1993, si rende comunque necessario effettuare un programma di monitoraggio per accertare gli eventuali rilasci di Cr nell'ambiente ed i loro effetti sul biota, nel sito dove è previsto il collocamento del sedimento dragato in opere di ricostruzione morfologica all'interno della Laguna di Venezia.

9. BIBLIOGRAFIA

Alberotanza L. & Zandonella A. (1982) – Analisi della diffusione delle torbide della Laguna Veneta utilizzando immagini da satelliti Landsat. *Ist. Ven. Sci., Rapporti e Studi*, 8, 39–51.

Alberotanza L., Donazzolo R., Orio A.A., Pavoni B., Zandonella A. (1983) – Confronto tra distribuzione di torbide telerilevate da satellite ed inquinamento dei sedimenti di fondo determinato con le analisi chimiche; 229–236 pp., da “Laguna, fiumi, lidi, cinque secoli di gestione delle acque delle Venezia”, Atti del convegno indetto da Magistrato alle Acque di Venezia, Fondazione Cini, S. Giorgio Maggiore, 10–12 Giugno.

Alberotanza L., Serandrei Barbero R., Favero V. (1977) – I sedimenti olocenici della Laguna di Venezia (Bacino Settentrionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 96, 243–269.

Apitz S.E., Degetto S., Cantalupi C. (2009) – The use of statistical methods to separate natural background and anthropogenic concentrations of trace elements in radio-chronologically selected surface sediments of the Venice Lagoon. *Mar. Pollut. Bull.*, 58, 402–414.

Are, D., Carlin, A. per Consorzio Venezia Nuova (1994) – Studio per la verifica della qualità dei sedimenti lagunari impiegati nella ricostruzione di strutture morfologiche.

Are, D., Jobstraibizer, P.G., Degetto, S., per Consorzio Venezia Nuova (2004) – Indagini per la caratterizzazione dei materiali da dragare alla bocca di Malamocco. 1^a Perizia di Variante.

Barbieri C., Di Giulio A., Fantoni R., Picotti V., Zanferrari A. (2004) – Patterns of the Messinian erosion in the Venetian–Friulian Basin (NE Italy). 32nd International Geological Congress, August 20–28, 2004, Florence.

Barillari A. (1980–81) – Distribuzione dei sedimenti superficiali del Bacino meridionale della Laguna di Venezia. *Atti Ist. Veneto Scienze, Lettere ed Arti*, anno acc. 1980–81, Tomo CXXXIX, PP. 87–109.

Barillari A. (1978) – Prime notizie sulla distribuzione dei sedimenti superficiali del bacino centrale della laguna veneta. Atti Ist. Veneto Scienze, Lettere ed Arti, anno acc. 1977–1978, Tomo CXXXVI, pp. 125–134.

Barillari A., Rosso A. (1975) – Prime notizie sulla distribuzione dei sedimenti superficiali del bacino settentrionale della Laguna Veneta. Mem. Biogeogr. Adriatica. Supp. (9):13–32.

Bassan V., Favero V., Vianello G., Vitturi A. (1994) – Studio geoambientale e geopedologico del territorio provinciale di Venezia – Parte meridionale, Servizi Grafici Editoriali, Padova: 262 pp.

Bonardi M, Tosi L., Serandrei Barbiero R., Canal E., Cavazzoni S., Albani A.D. (1998) – Evoluzione e cronologia di alcune barene della Laguna di Venezia in relazione alle variazioni del livello marino: banca dati. CNR – ISDGM, Venezia, Technical Note 188:100 pp.

Bonardi M. & Tosi L. (1994) – I sedimenti tardo–quaternari del cordone litoraneo della Laguna di Venezia: le sabbie. Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 184: 56 pp.

Bonardi M. & Tosi L. (1995) – The Holocene–Pleistocene boundary zone in the Lagoon of Venice (Italy). Atti del Contributo Italiano al Seminario Bilaterale Cina–Italia sulla Geologia Marina, Qingdao, China, 4–6 Ottobre 1994, C.N.R. – Istituto di Geologia Marina, Bologna, Rapporto Tecnico 40: 14–17.

Bonardi M. & Tosi L. (1997) – Evidence of climatic variations in Upper Pleistocene and Holocene sediments from the Lagoon of Venice (Italy) and the Yellow Sea (China). World Resource Review, 9(1): 101–112.

Bonardi M. & Tosi L. (1999) – Cicli sedimentari e variazioni paleoclimatiche in ambienti deposizionali diversi: lagunare, deltizio e di mare epicontinentale. Atti del Convegno “Conoscenza e Salvaguardia delle Aree di Pianura – Il contributo delle Scienze della Terra”, Ferrara, 8–11 Novembre 1999, Sessione 1 (Comunicazioni): 15–17.

Bonardi M. & Tosi L. (2000a) – Studio sedimentologico di un livello di argilla sovraconsolidata sottostante il litorale veneziano. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, La Ricerca Scientifica Per Venezia, Il Progetto Sistema Lagunare Veneziano, Modellistica del Sistema Lagunare, Studio di Impatto Ambientale, 2(2): 952–960.

Bonardi M. & Tosi L. (2000b) – Studio dei sedimenti tardo–quaternari del litorale veneziano: contributo alle indagini paleoclimatiche ed ambientali. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, La Ricerca Scientifica Per Venezia, Il Progetto Sistema Lagunare Veneziano, Modellistica del Sistema Lagunare, Studio di Impatto Ambientale, 2(2): 920–936.

Bonardi M. & Tosi L. (2001) – Effects of climate changes on the Upper Pleistocene and Holocene sediments of the Venice Lagoon, Italy. Atti del Convegno “Global Climate Changes during the Late Quaternary”, Accademia Nazionale dei Lincei, 3–4 Maggio 2001, Roma: 22.

Bonardi M. (1998) – Studio dei processi evolutivi di alcune barene della Laguna di Venezia (bacino nord) in relazioni alle variazioni del livello marino. CNR – ISDGM, Venezia, Rapporto Finale (RAPP: 5/5) del contratto (OP/60) CVN – CNR–ISDGM: 65 pp.

Bonardi M., Canal E., Cavazzoni S., Serandrei Barbero R., Tosi L., Galgaro A. & Giada M. (1997) – Sedimentological, archaeological and historical evidences of paleoclimatic changes during the Holocene in the Lagoon of Venice (Italy). World Resource Review, 9(4): 435–446.

Bondesan A. & Meneghel M (2004) Georfologia della Provincia di Venezia – Note illustrative della Carta geomorfologia della Provincia di Venezia. Esedra Editrice.

Bondesan A., Calderoni G., Mozzi P. (2002b) – L’assetto geomorfologico della pianura veneta centro–orientale: stato delle conoscenze e nuovi dati. In Varotto M. & Zuniza M. (a cura di) – Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta. Univ. Studi di Padova, Dip. Di Geografia, Padova: 19–38.

Bondesan A., Caniato G., Vallerai F., Zanetti M. (2004) – Il Piave. Ed. Cierre, Sommacampagna (VR).

Bondesan A., Mozzi P., Primon S., Zamboni C. (2002a) – Antiche acque e antiche genti: l'indagine geomorfologica tra passato e presente. In: Ghedini F., Bondesan A. & Busana S (a cura di) – La Tenuta di Cà Tron. Ambiente e storia nella terra dei dogi. Cierre Ed., Verona: 15–68.

Bortolami G.C., Carbognin L., Gatto P. (1984) – Natural subsidence in the Lagoon of Venice. International Symposium on Land Subsidence, IAHS Publication, 151: 777–784.

Bortolami G.C., Fontes J.C., Markgraf V., Saliere J.F. (1977) – Land, sea and climate in northern Adriatic region during the Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21: 139–156.

Braga G., Gatto G.O., Gatto P., Gregnanin A., Massari F., Medizza F., Nardin M., Perna G., Rossi D., Sacerdoti M., Semenza E., Somnavilla E., Zirpoli G., Zulian T. (1971) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 22 Feltre. Servizio Geologico d'Italia.

Brambati A., Carbognin L., Quiaia T., Teatini P. & Tosi L. (2003) – The Lagoon of Venice: geological setting, evolution and land subsidence. *Episodes*, 26(3): 264–268.

Carminati E., Doglioni C., Scrocca D. (2003) – Apennines subduction-related subsidence of Venice. *Geophysical Research Letters*, 30 (13): 1717.

Castellarin A. & Vai G.B. (1982) – Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Bologna.

Castellarin A., Corsi M., De Vecchi G., Gatto G.O., Largaiolli T., Mozzi G., Piccoli G., Sassi F.P., Zanettin B., Zirpoli G. (1968) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 36 Schio. Servizio Geologico d'Italia.

Castigilioni G.B., Girardi A., Rodolfi G. (1987) – Le tracce degli antichi percorsi del Brenta per Montà e Arcella nei pressi di Padova: studio geomorfologico. *Mom. Scienze Geologiche*, 39: 129–149.

Castiglioni G.B. & Favero V. (1987) – Linee di costa antiche ai margini orientali della Laguna di Venezia e ai lati della foce attuale del Piave.

Castiglioni G.B. (1969) – Saggio di carta geomorfologica dell'Italia Nord-Orientale Riv. Geograf. It., 76(3): 249–258.

Castiglioni G.B. (1982) – Questioni aperte circa l'antico corso del Brenta nei pressi di Padova. Atti e Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, 94(3): 159–170.

Castiglioni G.B. (1989) – Idrografia della pianura padovana in base ad indizi geomorfologici. In: Roncono G. (a cura di) – Padova città d'acque. La Garangola, Padova: 12–13.

Castiglioni G.B. (1999) – Geomorphology of the Po plain. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3(3): 7–20.

Chung F. H. (1974a) – Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. I. Matrix-flushing method for quantitative multicomponent analysis. J. Appl. Cryst. 7, 519–525.

Chung F. H. (1974b) – Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. II. Adiabatic principle of X-ray diffraction analysis of mixture. J. Appl. Cryst. 7, 526–531.

Comel A. (1950) – La bassa pianura del Friuli occidentale tra “Tagliamento” e “Livenza” e zone contermini. Annali Staz. Chimico-agraria Sper. Udine, ser. 3, 7: 148 pp.

Comel A. (1958) – I terreni della zona inferiore della bassa pianura friulana. Nuovi Studi Staz. Chimico-agraria Sper. Udine, 18: 81–83.

Comel A. (1964) – I terreni agrari compresi nella Tavoletta I.G.M. “Roncade”. Nuovi Studi Staz. Chimico-agraria Sper. Udine, 64: 30pp.

Consorzio Venezia Nuova – SELC Soc. Coop. (1999) – Mappatura dell'inquinamento dei fondali lagunari (studi e indagini).

Consorzio Venezia Nuova - SELC Soc. Coop. (2009) - Mappatura del "caranto" nella Laguna di Venezia e nell'entroterra.

Consorzio Venezia Nuova (1994) - Studio per la verifica della qualità dei sedimenti lagunari impiegati nella ricostruzione di strutture morfologiche.

Consorzio Venezia Nuova (2007) - Modello interpretativo della dinamica degli acquiferi nella zona di Porto Marghera (VE).

Crevaschi M. (1987) - Paleosols and vetusols in the central Po Plain (Northern Italy). A Study in Quaternary Geology and Soil development, Unicopli, Milano: 306 pp.

Dal Cin R. (1967) - Le ghiaie del Piave. Mem. Museo Tridentino di Sc. Nat., vol. XVI, fase III.

Degetto S., Cantaluppi C., Cianchi A., Valdarini F. - L'Arsenico nella Laguna di Venezia. www.istitutoveneto.it/veneziana/documenti/articoli/arsenico.pdf

Donazzolo R., Hieke Merlin O., Menegazzo Pitturi L., Orio A.A., Pavoni B., Perin G., Rabitti S. (1981) - Heavy metals contamination in surface sediments from the Gulf of Venice, Italy. Mar. Pollut. Bull, 12, 417-425.

Donazzolo R., Orio A.A., Pavoni B., Perin G. (1984) - Heavy metals in sediments of the Venice Lagoon. Oceanologica Acta, vol.7, n.1, pp.25-32.

ENEA (1991) -Intervento per l'arresto e l'inversione del processo di degrado conseguente al fenomeno di proliferazione algale nella Laguna di Venezia, 2° ciclo.

Favero V. & Serandrei Barbero R. (1978) - La sedimentazione olocenica nella pianura costiera tra Brenta e Adige. Mem. Soc. Geol. It., 19: 337-343.

Favero V. & Serandrei Barbero R. (1980) - Origine ed evoluzione della Laguna di Venezia - Bacino meridionale. Lavori Soc. Ven. Sc. Nat., 5: 49-71.

Favero V. (1983) - Evoluzione della Laguna di Venezia ed effetti indotti da interventi antropici sulla rete fluviale circumlagunare. Da "Laguna, fiumi, lidi: cinque secoli di gestione delle acque nelle venezie", Atti del Convegno indetto dal Magistrato alle Acque di Venezia, Fondazione Cini, S. Giorgio Maggiore, 10-12 Giugno 1983.

Favero V. (1987) – The Venetian Lagoon: the evolution and the environment. 13th International Meeting on Organic Geochemistry, Venezia, 25th September 1987:12 pp.

Favero V., Alberotanza L., Serandrei Barbero (1973) – Aspetti paleoecologici, sedimentologici e geochimici dei sedimenti attraversati dal pozzo VE1 bis CNR. Sondaggi profondi per lo studio della subsidenza (CNR).

Fontana A. (2002) – L'acqua nelle strategie insediative preistoriche della bassa pianura Friulana: tra condizionamento ambientale e strutturazione territoriale. In: Zunica M. & Varotto M. (a cura di) – Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta. Univ. Degli Studi di Padova, Dip. Di Geografia , Padova: 85–98.

Fontes J.C.H. & Bortolami G.C. (1972) – Subsidence of the area of Venice during the past 20.000 years. CNR – ISDGM, Venezia. Rapporto Tecnico 54: 11 pp.

Fornasieri M. (1994) – Lezioni di Geochimica. Masson Editoriale Veschi. 824 pp.

Gatto P. & Carbognin L. (1981) – The Lagoon of Venice – natural environmental trend and man-induced modification. Hydrological Sciences – Bulletin des Sciences Hydrologiques, 26: 379–391.

Gatto P. & Previatello P. (1974) – Significato stratigrafico, comportamento meccanico e distribuzione nella Laguna di Venezia di un'argilla sovraconsolidata nota come "Caranto. CNR – LSDGM, Venezia. Rapporto Tecnico 70: 45 pp.

Gatto P. (1980) – Il sottosuolo del litorale veneziano. Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 108: 19 pp.

Gatto P. (1984) – Il cordone litoraneo della laguna di Venezia e le cause del suo degrado. Istituto Veneto Scienze Lettere ed Arti, Rapporti e Studi, 9: 163–193.

Giandon P., Ragazzi F., Vinci I., Fantinato L., Garlato A., Mozzi P., Bozzo G.P. (2001) – La carta dei suoli del bacino scolante in laguna di Venezia. Boll. Soc. It. Sc. Del Suolo, 50 (numero speciale): 273–280.

Guzzetti F., Marchetti M., Reichenbach P. (1997) – Large alluvial fans in the north–central Po Plain (Northern Italy). *Geomorphology*, 18: 119–136.

Jobstraibizer P. & Malesani p. (1973) – I sedimenti dei fiumi veneti. *Mem. Soc. Geol. It.* 12, 411–452.

Jobstraibizer, P.G., Are, D., Carlin, A. (1995) – Metalli pesanti nei sedimenti della Laguna di Venezia. *Plinius*, 14, 181–18.

Kent V.D., Rio D., Massari F., Kukla G., Lanci L. (2002) – Emergence of Venice during the Pleistocene. *Quaternary Science Review*, 21: 1719–1727.

Massari F., Rio D., Serandrei Barbero R., Asioli A., Capraio L., Fornaciari E., Vergerio P.P. (2004) The environment of Venice in the past two million years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202: 273–308.

Matteotti E. (1962) – Sulle caratteristiche dell'argilla precompressa esistente nel sottosuolo di Venezia–Marghera. *Notiz. Ordine Ing. Prov. Padova*, Padova: 30 pp.

Mc Clennen C., Ammermann A., Shock S. (1997) Framework stratigraphy for the Lagoon of Venice, Italy: Revealed new seismic–reflection profiles and cores. *J. of Coast. Res.*, 13 (3): 745–759.

Menegazzo Vitturi L., Molinaroli E. (1987) – Il ruolo delle caratteristiche mineralogiche e fisiche dei sedimenti nei processi d'inquinamento in un'area tipo della Laguna di Venezia.

Menegazzo Vitturi L., Molinaroli E., Pistolato M., Rampazzo G. (1989) – Sediment properties and their influence on the geochemical composition in the Lagoon of Venice. *Boll. Ocean. Teorica ed Applicata* vol. VII n.3, pp.191–205.

Ministero dell'Ambiente – Protocollo recante criteri di sicurezza ambientale per gli interventi di escavazione, trasporto e reimpiego dei fanghi estratti dai canali di Venezia. 8 Aprile 1993.

Mozzi P. (1995) – Evoluzione geomorfologica della pianura veneto centrale. Tesi di dottorato inedita, Università di Padova, Dipartimento di Geografia.

Mozzi P., Bini C., Zilocchi L., Becattini R & Mariotti Lippi M. (2003) – Stratigraphy, palaeopedology and palinology of late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the lagoon of Venice (Italy), in relation to caranto level. *Il Quaternario* 16(1bis): 193–210.

MURST (1997) – Carta geomorfologica della Pianura Padana: 3 fogli, scala 1: 250.000 S.El.Ca., Firenze.

Pavoni B., Donazzolo R., Marcomini A., Degobbis D., Orio A.A. (1987) – Historical development of the Venice Lagoon contamination as recorded in radiodated sediment Cores. *Mar. Pollut. Bull.*, 18, 1, 18–24.

Pellegrini G.B., Paganelli A., Penso D. (1984) – Aspetti geomorfologici e palinologici di depositi fluviali nei pressi di Carturo sul Brenta (Padova). *Geogr. Fis. Diman. Quat.*, 7: 36–39.

Pianetti F. (1979) – Altino e il Sile. *Quaderni del Sile e di altri fiumi, Riv. It. Potamologia*, 2/3: 4 pp.

Provincia di Venezia (1983) – Studio geopedologico e agronomico del territorio provinciale di Venezia, parte nord-orientale. Grafiche G.C. Tonolo, Mirano, Venezia: 336 pp.

Serandrei Barbero R, Lezziero A., Albani A., Zoppi U. (2001) – Depositi tardo-pleistocenici ed olocenici del sottosuolo veneziano: paleo ambienti e cronologia. *Il Quaternario*, 14(1): 9–22.

Serandrei Barbero R., Albani A., Donnici S. & Pizzetto F. (2005b) Foraminifera as proxy record of marginak environments: the age of the sediments of the Venice Lagoon. In Campostrini P. (ed.) – *Scientific Research and Safeguardian of Venice. Co.Ri.La. Research Program 2001–2003, La Garangola, Padova*, 3: 145–156.

Serandrei Barbero R., Albani A., Bonardi M. (2004) – Ancient and modern salt marches in the Lagoon of Venice. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202: 229–244.

Serandrei Barbero R., Albani A., Zecchetto S. (1997) – Palaeoenvironmental significance of a benthic foraminiferal fauna from an archaeological excavation in the Lagoon of Venice, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136: 41–52.

Serandrei Barbero R., Bertoldi R., Canali G., Donnici S. & Lezziero A. (2005a) Paleoclimatic record of the past 22,000 years in Venice (Northern Italy): biostratigraphic evidence and chronology. *Quatern. Intern.*, 140/141: 37–52.

Serandrei Barbero R., Donnici S., Lezziero A. (2002) – Contributo alla conoscenza dell'Area Arsenale a Venezia: l'evoluzione del territorio negli ultimi 25.000 anni. *Atti dell'Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Art, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, 160: 363–383.

Stefani (1987) Composition and provenance of arenites from the Chattian to Messinian clastic wedges of the Venetian foreland basin (Southern Alps, Italy). *Giorn. Geol.* 49 (1): 155–166.

Stefanon A. (1984) Sedimentologia del mare Adriatico: rapporti tra erosione e sedimentazione olocenica. *Boll. Di Oceanografia Teorica e Applicata*, 2 (4): 281–324.

Tessari F. (1981) – Le caratteristiche fisiche del Brenta. 5,6 pp., da “Il territorio del Brenta” a cura di M. Zunica, Cleup, Padova.

Tosi L. (1993) – Caratteristiche geotecniche del sottosuolo del litorale veneziano. Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 171: 34 pp.

Tosi L. (1994a) – Rapporto e prime interpretazioni sulle analisi paleontologiche condotte su campioni tardo–quaternari del sottosuolo del litorale veneziano. Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 182: 52 pp.

Tosi L. (1994b) – I sedimenti tardo–quaternari dell'area litorale veneziana: analisi delle caratteristiche fisico–meccaniche. *Geologia Tecnica ed Ambientale*, 2: 47–60.

Tosi L. (1994c) – L'evoluzione paleoambientale tardo–quaternaria del litorale veneziano nelle attuali conoscenze. *Il Quaternario*, 7(2): 589–596.

Tosi L., Rizzetto F., Bonardi M., Donnici S., Serandrei Barbero R. & Toffoletto F. (2007a) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. 128 – Venezia. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Casa Editrice SystemCart, Roma, 164 pp, 2 allegati cartografici.

Tosi L., Rizzetto F., Bonardi M., Donnici S., Serandrei Barbero R. & Toffoletto F. (2007b) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. 148–149 – Chioggia–Malamocco. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Casa Editrice SystemCart, Roma, 164 pp, 2 allegati cartografici.

Wedepohl K.H. (1979) – *Handbook of Geochemistry*. Springer–Verlag Berlin – Heidelberg – New York.

Zunica M. (1974) – La Bonifica del Brenta. Un esempio di trasformazione del paesaggio nella Laguna di Venezia. *Riv. Geogr. It.*, 345–400 pp., annata LXXXI, fasc.3.