

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE

Dipartimento di Geoscienze

Direttore: Prof. Giorgio Cassiani

Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica

**MONITORAGGIO DELLA SUBSIDENZA NELL'AREA DI BASSA  
PIANURA COMPRESA TRA I FIUMI PIAVE E LIVENZA ATTRAVERSO  
TECNICHE DI INTERFEROMETRIA RADAR SATELLITARE**

Relatore: Prof. Mario Floris

Correlatori: Prof. Alessandro Fontana, Dott. Matteo Mantovani, Dott. Alessandro Pasuto

Laureando: Gabriele Fontanel

Anno Accademico 2017 / 2018



# SOMMARIO

ABSTRACT.....	5
1 INTRODUZIONE .....	7
2 L'AREA STUDIO .....	11
2.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....	11
2.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO.....	13
2.3 EVOLUZIONE TARDO-QUATERNARIA DELLA PIANURA VENETO-FRIULANA.....	16
2.4 LE UNITA GEOLOGICHE .....	21
2.5 INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO .....	29
2.6 LA SUBSIDENZA.....	30
3 METODOLOGIE IMPIEGATE .....	33
3.1 IL TELERILEVAMENTO SATELLITARE RADAR.....	33
3.2 GEOMETRIE DI ACQUISIZIONE DEI SATELLITI RADAR.....	36
3.3 I SATELLITI.....	39
3.4 TELERILEVAMENTO RADAR AD APERTURA SINTETICA (SAR) .....	40
3.5 INTERFEROMETRIA SAR (InSAR) .....	41
3.6 INTERFEROMETRIA DIFFERENZIALE SAR (DInSAR) .....	45
3.6.1 PERMANENT SCATTERERS (PS-DInSAR) .....	46
3.6.2 SMALL BASELINE SUBSET (SBAS).....	46
4 LAVORO SVOLTO ED ELABORAZIONE DEI DATI.....	49
4.1 DATI UTILIZZATI .....	49
4.1.1 DATI SATELLITARI.....	50
4.1.2 IL PROGETTO GIS .....	52
4.2 AREA 1 .....	59
4.3 AREA 2 .....	60
4.4 AREA 3 .....	61
4.5 AREA 4 .....	62
4.6 AREA 5 .....	63
5 RISULTATI E DISCUSSIONE .....	65
5.1 AREA 1 .....	65
5.2 AREA 2 .....	69
5.3 AREA 3 .....	73
5.4 AREA 4 .....	81
5.5 AREA 5 .....	88

6	CONCLUSIONI .....	91
	BIBLIOGRAFIA.....	95

## ABSTRACT

In the first step of the work, the interferometric data of the ERS, ENVISAT, COSMO-SkyMed and SENTINEL missions have been collected at the CNR and at the University of Padua; then, a GIS project was created utilizing this information and the orthophotos downloaded from the geo-portal Regione Veneto concerning the area between S. Stino di Livenza and Eraclea. However, since the study area is too wide, we decided to study in detail only five areas of interest.

For each area of interest, the interferometric data were compared with topographical, geological, geomorphological and land cover information in order to understand the real causes of the subsidence acting in the area and to monitor its evolution over time. Another interesting point of this work concerned the problem of the lack of *Permanent Scatterers* as it is a low urbanized area. To solve this critical issue, we acted as follows: we have seen how the RADAR data revealed the information in not studied areas, and how the signal reacted in areas where the geology was already known, then we compared the results.

From this comparison it emerged that subsidence depends mainly on two factors: the geological nature of the soil and the imposition of punctual loads on it as buildings or infrastructures. Furthermore, it becomes clear that the main cause that triggers the subsidence is the construction or arrangement of these anthropogenic inputs. In fact, we observed an evident consolidation process during the comparison between orthophotos taken in successive times. These processes last on average for a few years and show a gradual slowdown towards the final phase. The duration of the phenomenon is strongly linked to the geological nature of the soil; this aspect is particularly evident where there are some textural variations in the territory such as the presence of a paleochannel filled by low consolidated sediments. The strength of this work lies in the synergy between the different techniques used to monitor subsidence. This aspect is of primary importance as it allows to overcome the gaps presented by the individual techniques, thus increasing the quality of the results.

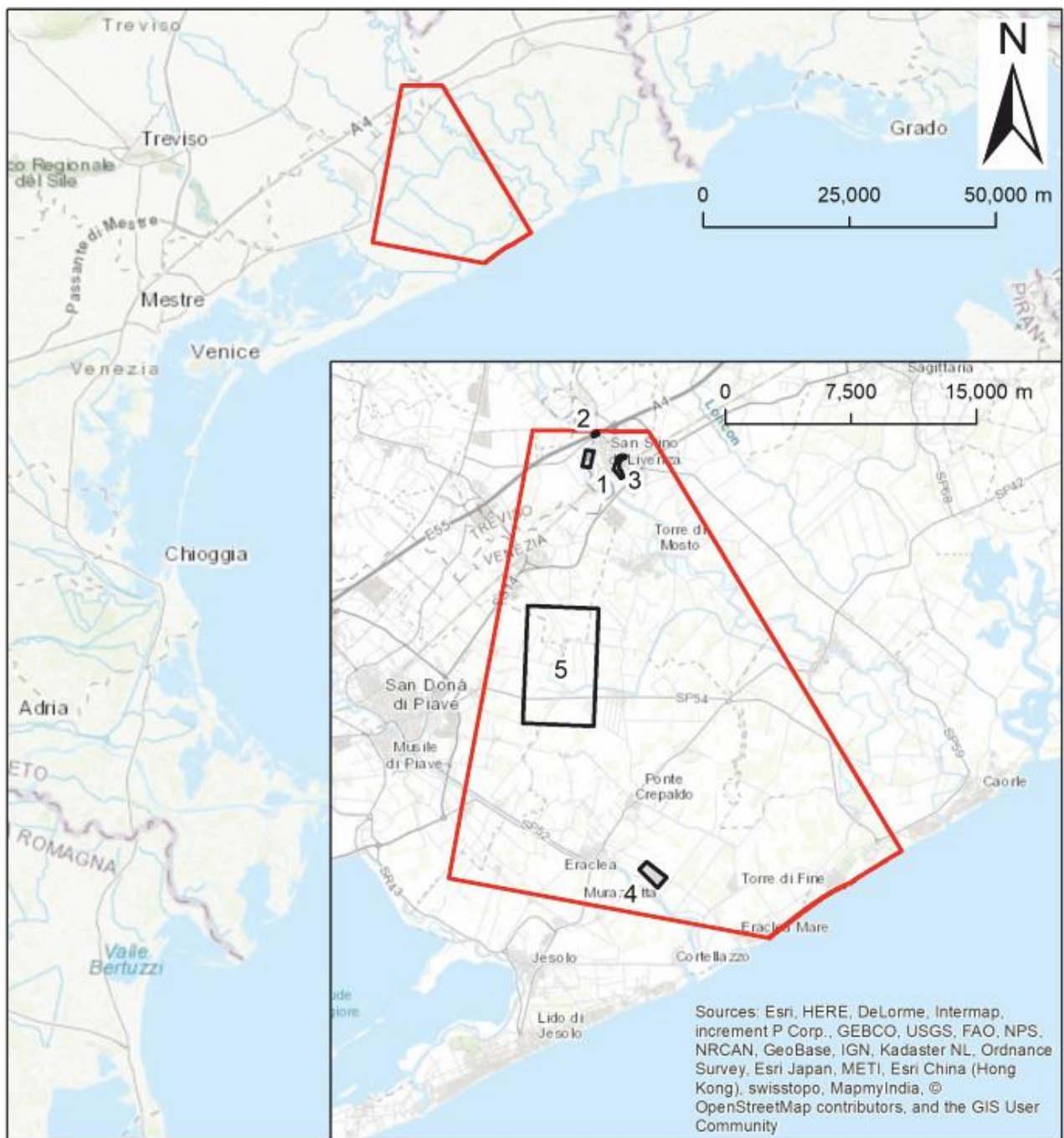


# 1 INTRODUZIONE

Il continuo sviluppo dell'interferometria satellitare differenziale RADAR ad apertura sintetica (DInSAR: *Differential Interferometric Synthetic Aperture RADAR*) rende sempre più efficace lo studio e il monitoraggio di alcuni processi naturali e artificiali agenti sulla superficie terrestre. L'impiego di queste tecniche di telerilevamento consente di studiare fenomeni che interessano aree molto vaste con una precisione molto elevata: nel caso della subsidenza, la determinazione della velocità di spostamento può raggiungere una precisione dell'ordine dei millimetri. Un altro notevole vantaggio di queste tecniche è la possibilità di indagare periodi lunghi decine di anni grazie alla disponibilità sempre crescente di immagini satellitari acquisite dagli anni '90 in poi. L'utilizzo di tecniche DInSAR per monitorare aree soggette a subsidenza è stato l'obiettivo di numerosi studi svolti soprattutto dal CNR-ISMR di Venezia (Teatini et al, 2005). Dal punto di vista geologico risulta molto interessante il confronto tra i dati interferometrici telerilevati e quelli geologici di campagna. Infatti osservando lo stesso fenomeno con tecniche complementari è possibile ottenere numerose informazioni, aumentando la conoscenza del fenomeno indagato. Un recente esempio dell'uso di questo approccio è quello impiegato in Spagna da Conesa-Garcia et al (2016), i quali hanno cercato di comprendere il comportamento deformativo delle varie unità del sistema alluvionale in subsidenza del fiume Segura, nella porzione Nord-orientale della Catalogna.

L'obiettivo principale di questo lavoro di tesi è stato quello di monitorare l'evoluzione della velocità dei fenomeni subsidenti al fine di comprenderne le cause scatenanti. Il monitoraggio è stato possibile grazie alla disponibilità di dati interferometrici prodotti attraverso il processamento PS-DInSAR delle immagini SAR acquisite dalle missioni ERS, ENVISAT, Cosmo SkyMed e SENTINEL.

L'area studiata è una zona della bassa pianura veneta compresa tra i fiumi Piave e Livenza a sud-est di S. Stino di Livenza. Si tratta di una zona molto estesa, circa 250 km<sup>2</sup>, ed è scelta in modo da risultare vicina alla più conosciuta zona del foglio 107-Portogruaro del CARG, allo scopo di espandere le conoscenze pregresse della pianura veneto-friulana. Infatti mentre nella zona di Portogruaro i depositi risalgono al periodo glaciale LGM (*Last Maximum Glacial*) e quindi risultano maggiormente consolidati, tranne che all'interno delle incisioni fluviali post-LGM, nella zona studiata prevalgono in superficie i sedimenti di origine lagunare. Essendo questi ultimi più recenti, ci si aspetta un comportamento molto diverso, più simile a quello rilevato da altri studi recenti nelle incisioni sepolte dell'area di Portogruaro (Mulè, 2016). Un'altra aspettativa di questo lavoro è che ci sia una maggior difficoltà nell'analizzare l'area descritta, in quanto meno urbanizzata e, quindi meno adatta all'applicazione di tecniche di interferometria RADAR differenziale.



**Figura 1.1:** Inquadramento geografico dell'area studiata (in rosso) con evidenziate le aree di maggior interesse (nero).

Poiché l'area indagata risultava estesa si è scelto di studiare nel dettaglio cinque aree d'interesse, in modo da mettere in luce problematiche differenti presenti sul territorio. Per ogni zona si sono confrontati i dati interferometrici con informazioni di natura topografica, geologica, geomorfologica e di uso del suolo allo scopo di comprendere le reali cause della subsidenza agente nell'area e monitorare la sua evoluzione nel tempo. Per completezza si era cercato di corredare la tesi anche con dati appartenenti al campo dell'idrogeologia ma, sfortunatamente, riguardo a questa tematica non erano presenti informazioni



adeguate per effettuare un'analisi approfondita. Durante questo lavoro gli unici dati raccolti direttamente sono quelli interferometrici, mentre il resto dei dati sono stati presi da studi precedenti. Un altro punto interessante di questa ricerca ha riguardato il problema della carenza di *Permanent Scatterers* (bersagli visibili dai sensori SAR montati sui satelliti), infatti si tratta di una zona di campagna scarsamente abitata. Per risolvere tale criticità inizialmente si era proiettati a studiare l'area utilizzando le immagini del satellite giapponese ALOS, perché avrebbero permesso di analizzare anche aree prive di PS, ma purtroppo non è stato possibile ottenerle per questo studio. Un'altra soluzione presa in considerazione è stata quella di utilizzare i dati DInSAR SBAS, poiché meno puntuali rispetto ai PS. Tali dati sono stati elaborati presso il CNR-IRPI di Padova assieme al Dr. Matteo Mantovani, allo scopo di ottenere qualche dato in più anche nelle aree prive di riflettori permanenti. Successivamente, però, si è constatato che essi avevano una risoluzione troppo bassa gli scopi del lavoro. Infatti non si sarebbe riusciti ad ottenere informazioni di grado comparabile a quelle ottenute nell'area di Portogruaro da una tesi precedente (Mulè,2016), impedendo un confronto diretto con i risultati disponibili per quell'area; inoltre, non avrebbe permesso di conoscere il valore dell'abbassamento reale, quindi si è optato per lavorare esclusivamente con i PS. I dati utilizzati sono quelli delle missioni ERS, ENVISAT, COSMO-SkyMed e SENTINEL, mentre quelli dei primi due satelliti erano presenti nel sito del *Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare* (MATTM), i dati degli ultimi due sono stati processati dal Prof. Mario Floris del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova.

La ricerca delle possibili cause della subsidenza è stata condotta creando un progetto all'interno di un software GIS ed è stata organizzata su due fronti: da un lato si sono confrontati i dati geologici e geomorfologici con quelli interferometrici; dall'altro si sono viste le differenze tra le ortofoto scattate in momenti successivi, disponibili nel Geoportale della Regione Veneto, in modo da evidenziare eventuali cambiamenti, come l'aggiunta o la sistemazione di edifici o infrastrutture, per poi confrontarle con i dati satellitari. In questo modo si è riusciti a discernere tra cause geologiche e antropiche. Inoltre, poiché nell'area esistevano già alcuni studi pregressi di natura geologica, anche se parziali in certe zone, si è utilizzato un duplice punto di vista: da un lato si è visto come i dati RADAR rivelassero le informazioni di campagna in aree ancora poco conosciute, mentre dall'altro si è visto quale fosse la risposta interferometrica in zone in cui la geologia era già nota.

Il punto di forza di questo lavoro sta nella sinergia tra le diverse tecniche impiegate per monitorare la subsidenza. Questo aspetto è di primaria importanza in quanto permette di superare alcune lacune presentate dalle singole tecniche, aumentando così l'efficacia del prodotto ottenuto.



## 2 L'AREA STUDIO

L'area presa in esame per questo lavoro di tesi è quel settore della bassa pianura veneto-friulana compreso tra le foci dei fiumi Piave e Livenza (Figura 1.1). Il limite settentrionale della zona considerata passa a Nord della cittadina di San Stino di Livenza, mentre a Sud si trova in corrispondenza della costa adriatica, nei pressi di Eraclea Mare e Torre di Fine. L'area ha un'estensione di circa 250 km<sup>2</sup>, i principali centri abitati compresi in questo territorio sono: San Stino di Livenza, Ceggia, Torre di Mosto e Eraclea.

L'aspetto attuale del territorio dipende in primo luogo dalla sua evoluzione geologica e geomorfologica, specialmente degli ultimi 30.000 anni, e in secondo luogo dall'azione umana. In generale si tratta di un'area ben conosciuta dal punto di vista geologico e geomorfologico, basti pensare ai progetti CARG, DOGE e geoSINPAV promossi dalla ex-Provincia di Venezia, che hanno descritto in dettaglio i depositi superficiali e le forme del terreno.

### 2.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La pianura veneto-friulana costituisce il top deposizionale del riempimento depositato dal Cenozoico in poi sulla porzione nordorientale della microplacca adriatica. Tale bacino è racchiuso a Nord dai thrust Sud-vergenti della catena alpina meridionale di età miocenica, e a Sud dagli Appennini settentrionali, con vergenza nordorientale. La catena alpina iniziò a svilupparsi a partire dal Paleogene mentre quella appenninica dal Neogene (Massari, 1990; Doglioni, 1993). Nella sequenza deposizionale i sedimenti plio-quadernari di avampaese giacciono sopra depositi di flysch di età eocenica-oligocenica, i quali a loro volta poggiano sui calcari della piattaforma mesozoica friulana, di età compresa tra 65 e 247 Ma, che hanno uno spessore di circa 6-7 km. A causa dei movimenti estensionali che hanno caratterizzato il paleo-oceano Tetide durante il Lias superiore la piattaforma carbonatica friulana si è suddivisa in blocchi separati da mari poco profondi. Questa struttura ha poi determinato la distribuzione dei sedimenti durante il Cretaceo. La zona presa in considerazione per questo lavoro di tesi si colloca sopra al margine dell'antica piattaforma friulana, verso il bacino bellunese. Successivamente, tra il tardo Cretaceo e l'Eocene superiore, l'area studio è stata interessata dall'orogenesi dinarica (40-80 Ma), dovuta alla collisione tra la microplacca adriatica e la placca europea. Tale evento causò la formazione di alcune strutture come la dorsale di Cesarolo, nella zona di Bibione. Inoltre un secondo evento orogenetico, quello alpino-himalaiano, ha interessato la suddetta area durante il passaggio tra età cretacea-neogenica provocando l'innalzamento della catena alpina. Durante il Messiniano (5 Ma) l'avvicinamento della placca africana a quella europea ha determinato la chiusura dello Stretto di Gibilterra causando un drastico abbassamento del livello medio-marino del Mar Mediterraneo.

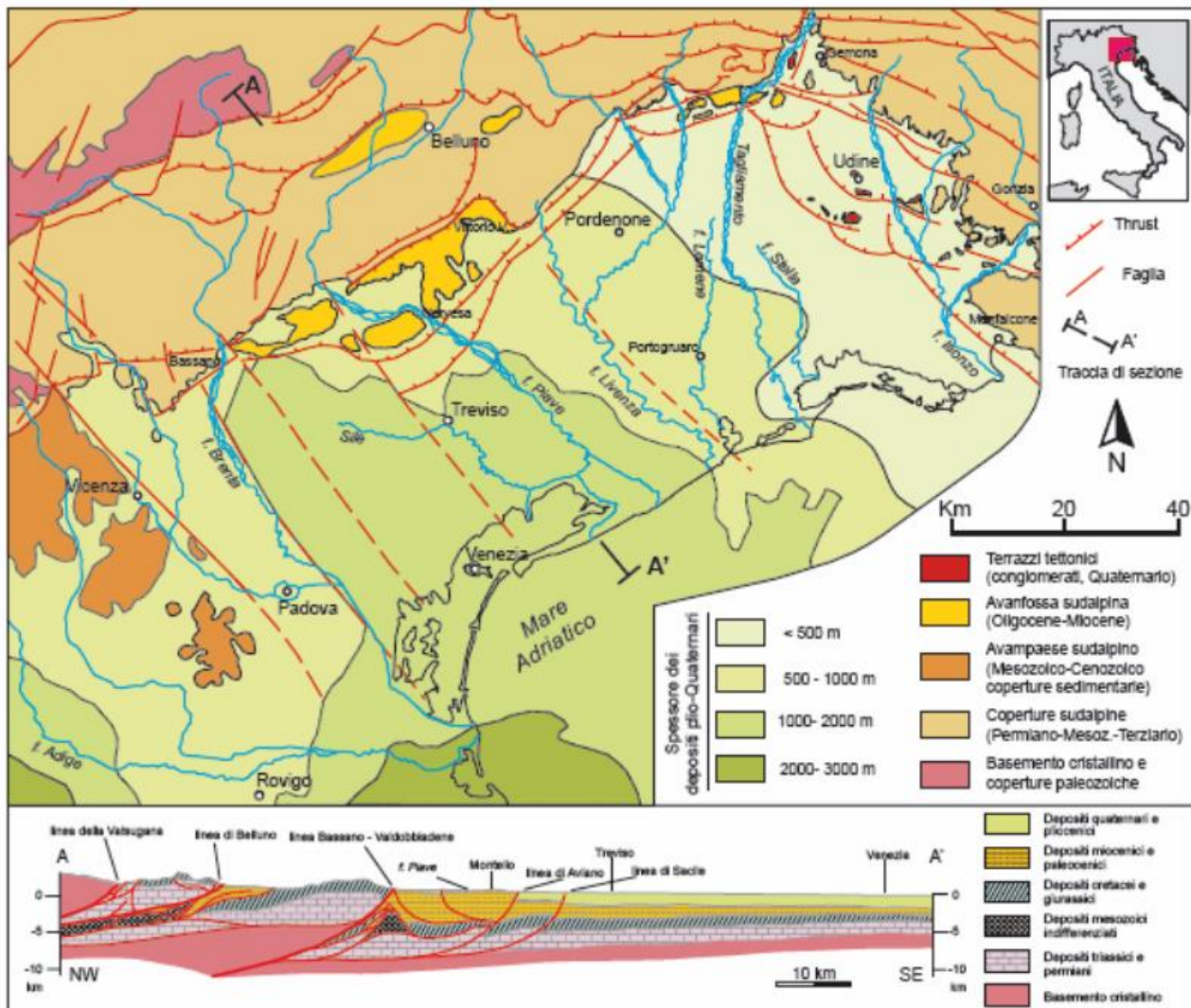


Figura 2.1: Schizzo geologico-strutturale della pianura veneto-friulana, con profilo geologico al centro (Fontana et al, 2008).

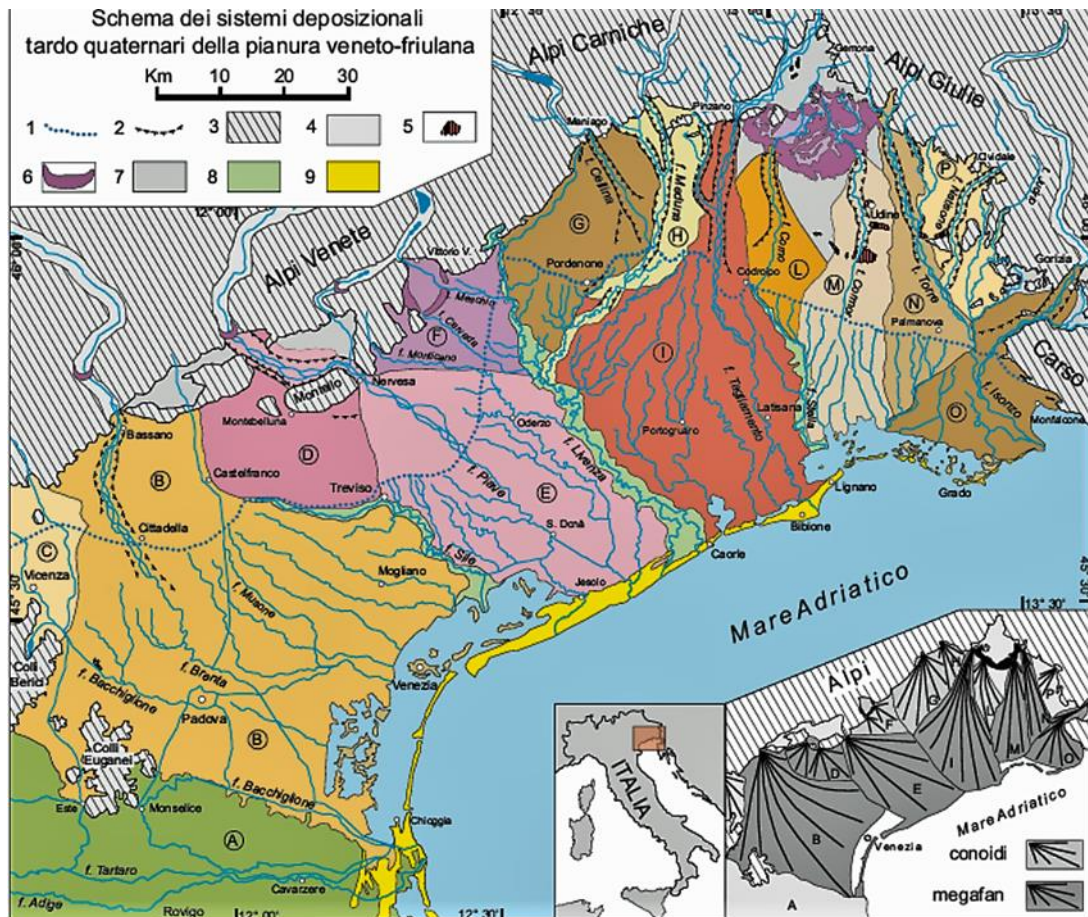
Questo evento ha notevolmente influenzato la successiva evoluzione della pianura veneto-friulana, conferendo un carattere fortemente erosivo al reticolo fluviale. Il substrato risalente a tale periodo immerge verso Ovest, infatti lo spessore della coltre quaternaria passa dagli 856 m sotto S. Stino di Livenza, a circa 300 m nei pressi di Grado, per poi ridursi a zero a Est di Monfalcone (Zanferrari et al, 2008; Cimolino et al, 2010). Le incisioni formatesi nel Messiniano si sono colmate completamente solo nel Pliocene, grazie alla deposizione di sedimenti di ambiente deltizio e costiero dovuta alla successiva riapertura delle Colonne d'Ercole e al ritorno a un livello medio-marino consueto. Inoltre la trasgressione marina è stata incrementata anche dalla spinta NE della catena appenninica, la quale proprio dal Pliocene inferiore, ha condiviso l'avampaese con le Alpi e le Dinaridi, determinando la subsidenza tettonica dell'intera area. Si calcola che durante il Pleistocene l'avanzamento degli Appennini settentrionali abbia indotto nella pianura veneto-

friulana una subsidenza almeno pari a 500 m sia nella zona di Portogruaro (Zanferrari, 2012) che nell'area della laguna di Venezia (Carminati et al, 2003; Barbieri et al, 2007), e che tale fenomeno sia ancora attivo, con una velocità media che aumenta a mano a mano che si procede dalla pianura friulana a quella veneta con valori che vanno da 0.45 mm/a tra Tagliamento e Livenza a valori superiori a 1 mm/anno a Sud di Chioggia (Ferranti et al, 2006; Antonioli et al, 2009).

## 2.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Dal punto di vista geomorfologico l'area studio fa parte della pianura veneto-friulana, che rappresenta il settore nordorientale della pianura padana. Questa porzione di pianura presenta delle peculiarità rispetto all'area padana propriamente detta, infatti i fiumi che vi scorrono sfociano direttamente nel Mar Adriatico senza affluire nel Po. Inoltre in quest'area la linea di costa è più vicina al margine alpino rispetto al resto della pianura, approssimandosi sempre più in direzione Est fino a entrare in contatto laddove l'Altopiano del Carso arriva al mare. Parallelamente anche la granulometria dei depositi tende a crescere progressivamente andando verso oriente. L'attuale aspetto della pianura veneto-friulana è il risultato dell'evoluzione tardo pleistocenica e olocenica dei suoi fiumi: Adige, Brenta, Piave, Tagliamento e Isonzo. I quali, cambiando il loro percorso a valle del loro sbocco montano a seguito di deviazioni dovute a rotte fluviali, hanno influenzato aree molto estese, fino a coprire migliaia di km<sup>2</sup>. Queste aree d'influenza fluviale sono chiamate megafan alluvionali (Fontana et al, 2004; Mozzi, 2005; Fontana, 2006; Fontana et al, 2008), si tratta di sistemi deposizionali aventi in genere la forma di enormi ventagli che hanno origine laddove il fiume esce dalla zona montuosa. Pendenza e granulometria tendono a diminuire avvicinandosi sia verso la linea di costa che verso i margini del megafan stesso, a causa della progressiva diminuzione della capacità di trasporto dei corsi d'acqua. Nelle tre dimensioni queste morfologie possono essere assimilate a semiconi estremamente appiattiti, con un gradiente topografico che in bassa pianura è compreso tra 0,5-3‰. Quanto detto non vale per i sistemi fluviali di Po e Adige, i quali non hanno formato dei megafan bensì una pianura deltizia, con pendenza quasi nulla. L'estensione e la forma dei megafan e dei conoidi dipende dai seguenti fenomeni: clima, gradiente topografico, capacità di trasporto e posizione del livello di base. Tra questi il fattore morfogenetico più importante è la dinamica glacio-eustatica, poiché influenza fortemente i processi alluvionali e la posizione del livello medio-marino, spostando così la fascia costiera e quella delle risorgive. Oltre alla differenziazione longitudinale, i megafan alluvionali presentano anche una differenziazione interna trasversale: infatti, in un certo momento i sistemi fluviali che li generano sono attivi solo lungo un determinato settore, mentre il resto del megafan resta inattivo ed eventualmente soggetto ai processi pedogenetici. I settori di megafan attivi variano nel tempo, soprattutto per effetto delle avulsioni, e ciò rende possibile l'esistenza di aree adiacenti aventi caratteristiche geomorfologiche, pedologiche e idrologiche

anche molto diverse tra loro. Ad esempio si può avere la presenza simultanea di zone in aggradazione e zone in erosione. Per questo motivo i megafan e i conoidi alluvionali della pianura veneto-friulana vengono definiti polifasici o telescopici, poiché costituiti da diversi lobi che s’innestano gli uni negli altri. Come si può vedere in figura 2.2 i megafan alluvionali dei principali fiumi veneti e friulani sono ben distinguibili e presentano un’evidente continuità spaziale, sia in alta che in bassa pianura, grazie a osservazioni di natura geomorfologica, stratigrafica, pedologica e mineralogica (Bondesan & Meneghel, 2004; Fontana et al, 2004; 2008; 2014; Mozzi, 2005; Fontana, 2006).



**Figura 2.2:** Schema dei sistemi deposizionali della pianura veneto-friulana (Fontana et al, 2008). 1) Linea delle Risorgive; 2) Orli di terrazzo fluviale; 3) Orogeni; 4) Valli alpine principali; 5) Terrazzi tettonici; 6) Cordoni morenici; 7) Depositi di interconoide; 8) Depositi dei fiumi di risorgiva; 9) Sistemi costieri e deltizi. A) Pianura dell’Adige; B) Megafan del Brenta; C) Conoide dell’Astico; D) Megafan di Montebelluna; E) Megafan di Nervesa; F) Conoide del Monticano-Cervada-Meschio; G) Conoide del Cellina; H) Conoide del Meduna; I) Megafan del Tagliamento; L) Conoide del Corno; M) Megafan del Cormor; N) Megafan del Torre; O) Megafan dell’Isonzo; P) Conoide del Natisone.

La notevole estensione (compresa tra 1000 e 2500 km<sup>2</sup>), i bassi gradienti topografici in bassa pianura e la progressiva diminuzione della granulometria fino a comprendere limi e argille, rendono queste morfologie molto diverse dai classici conoidi alluvionali descritti in passato e caratterizzati da una sezione granulometrica decisamente più grossolana (Fontana et al, 2008; 2014).

Nella pianura veneto-friulana esistono numerose altre morfologie oltre a quelle illustrate finora, come ad esempio i depositi alluvionali dei torrenti Meduna e Cellina, i quali sono confinati nell'area pedemontana e sono costituiti esclusivamente da ghiaie. Anche il Piave presenta una particolarità, l'area compresa tra Montebelluna, Castelfranco e Treviso fa parte del megafan del Piave di Montebelluna, in quanto anticamente passava a Ovest del Montello. Successivamente però il corso del Piave si spostò più a Est, uscendo dalla stretta di Nervesa, interrompendo così l'apporto sedimentario e quindi l'aggradazione del megafan di Montebelluna. È proprio per questo che la porzione più distale di tale megafan è stata completamente ricoperta dai sedimenti di quello del Brenta (Bondesan et al, 2002b; Mozzi, 2005). Inoltre sono presenti degli esempi di megafan costituiti da più corsi d'acqua come quelli di Isonzo-Torre, Monticano-Cervada-Meschio e degli scaricatori glaciali del paleoghiacciaio di Vittorio Veneto.

Infine ci sono i fiumi di risorgiva, alimentati dalle sorgenti a cui dà origine la falda freatica a causa del progressivo cambiamento della granulometria esistente al passaggio da alta a bassa pianura. La "fascia", trasversale alla pianura, in cui hanno origine questi fiumi, è detta "linea delle risorgive". Quest'area ha un'ampiezza compresa tra i 2 e gli 8 km e costituisce la media pianura. Dato che tali fiumi sono alimentati dalla falda, presentano una portata pressoché costante tutto l'anno e possiedono uno scarso trasporto solido. I fiumi di risorgiva più importanti si trovano nelle zone di interdigitazione tra i megafan principali, poiché tendono a occupare le aree più depresse della pianura. I principali corsi d'acqua che rientrano in questa categoria in Veneto e Friuli Venezia Giulia sono: Bacchiglione (tra Adige e Brenta), Sile (tra Brenta e Piave), Livenza (tra Piave e Tagliamento) e Stella (tra Tagliamento e Cormor).

L'area presa in considerazione in questo lavoro di tesi fa parte quasi per intero del megafan del Piave e della zona costiera dove le zone lagunari sono state bonificate tra il XIX e il XX secolo. Il megafan del Piave ha il suo vertice presso Nervesa e ha un'estensione di circa 1050 km<sup>2</sup>. In particolare, l'area giace nella bassa pianura, ossia a valle della linea delle risorgive, che in questo caso passa nei pressi di Oderzo, infatti i depositi affioranti sono costituiti prevalentemente da sedimenti limoso-sabbiosi di piana di esondazione e di bacino lagunare e corpi sabbiosi di canale.

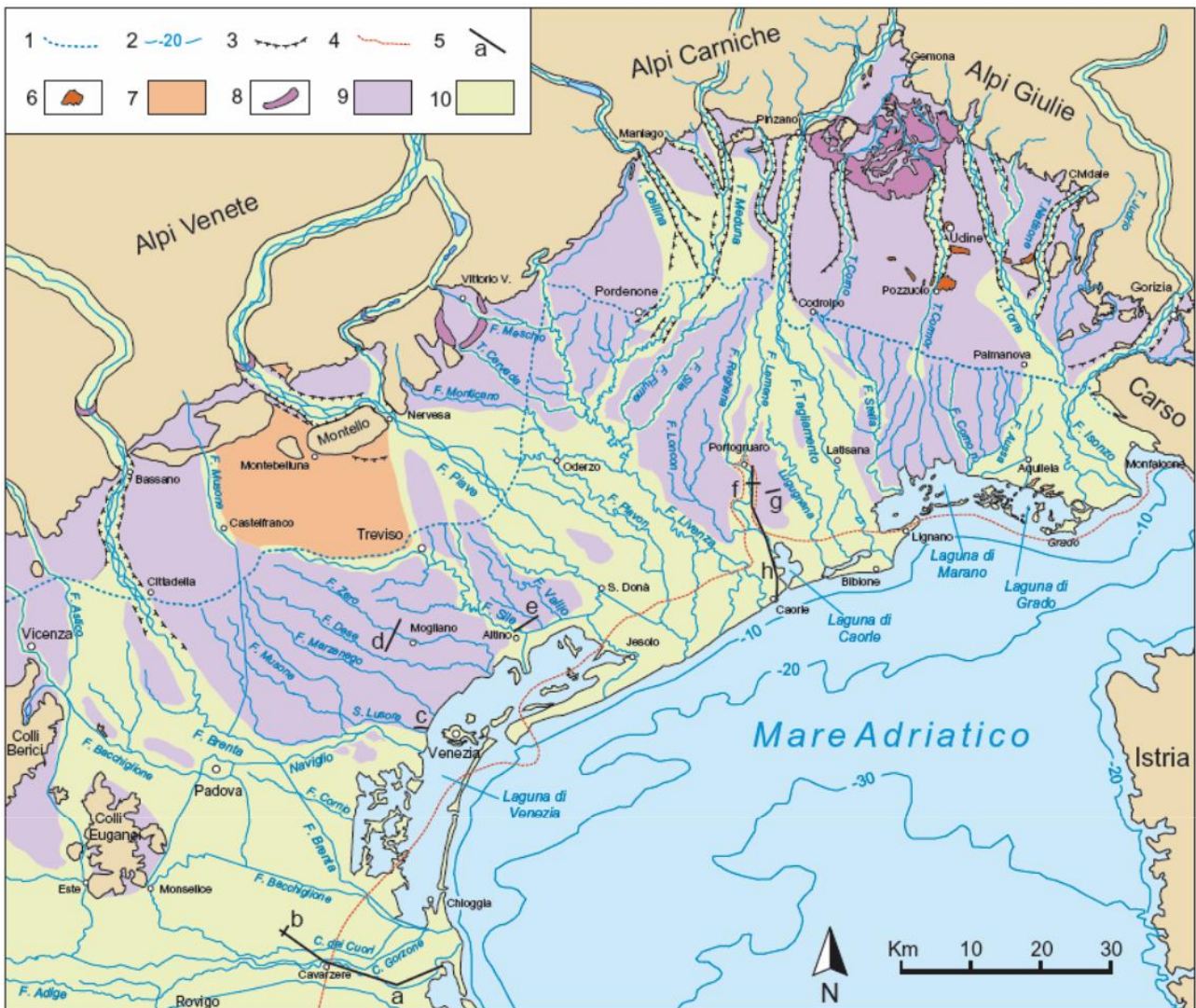
## 2.3 EVOLUZIONE TARDO-QUATERNARIA DELLA PIANURA VENETO-FRIULANA

L'evento morfogenetico principale che ha determinato lo sviluppo dei megafan che costituiscono l'odierna pianura veneto-friulana è stato senza dubbio l'avanzamento e la fuoriuscita in pianura dei ghiacciai vallivi alpini (Monegato et al, 2007; Fontana et al, 2008), avvenuto a partire da circa 30.000 anni fa, durante l'ultimo massimo glaciale o LGM (*Last Glacial Maximum*, per la sua definizione si veda Orombelli et al, 2005). Infatti i depositi che formano la pianura attuale sono il prodotto dei cicli glacioeustatici quaternari, in seguito riorganizzati dall'azione fluviale e costiera. Come si può vedere in Figura 2.3, l'unico affioramento pre-LGM (ossia aventi più di 30.000 anni) in pianura corrisponde alla porzione prossimale del megafan di Montebelluna, ossia la zona compresa tra il Montello e le sorgenti del Sile (Bondesan et al, 2002a; Mozzi, 2005). Mentre i depositi superficiali di età LGM, compresa tra 30.000 e 17.500 anni fa, sono molto più diffusi e ricoprono aree molto estese o comunque si trovano a basse profondità, ricoperti da sedimenti più recenti, definiti in genere post-LGM, i quali possiedono un'età massima di 17.500 anni.

I depositi pleistocenici pre-LGM sono stati originati in condizioni pleniglaciali a partire da 166.000 fino a 132.000 anni fa, quando i ghiacciai vallivi alpini si affacciarono direttamente sulla pianura veneto-friulana investendola con una gran quantità di sedimenti fluvioglaciali che vennero organizzati in megafan. Successivamente durante il Tirreniano (132.000-116.000 anni fa), il clima tornò temperato e circa 125.000 anni fa si ebbe il culmine di una trasgressione marina con il livello medio-marino che raggiunse un valore massimo di circa sei metri sopra l'attuale (Ferranti et al, 2006; Antonioli et al, 2009). Dopo il Tirreniano cominciò l'ultimo periodo glaciale che ha interessato il nostro pianeta, il Periodo Würmiano, che durò da 116.000 a 11.500 anni fa circa, ossia fino alla fine del Tardoglaciale (Chaline & Jertz, 1984; Orombelli et al, 2005). Attorno a 80.000 anni fa si verificò un deciso passaggio da temperature medio-calde a mediamente più fredde, fino a raggiungere il periodo più rigido, quello del LGM.

Il periodo LGM, compreso tra 30.000 e 17.000 anni fa, fu una delle fasi morfogenetiche più importanti della pianura veneto-friulana e corrispose all'ultima espansione pleistocenica in pianura dei ghiacciai alpini (Castiglioni, 2004; Monegato et al, 2007; Fontana et al, 2008). I depositi LGM raggiunsero una potenza variabile tra 20 e 35 metri. Fu in questo periodo che venne a formarsi l'attuale differenziazione tra alta e bassa pianura, e che i megafan acquisirono la forma e le dimensioni osservabili oggi (Fontana et al, 2012). Durante l'LGM si possono distinguere due fasi: una pleniglaciale (30.000-22.000 anni fa) e una cataglaciale (22.000-17.500 anni fa; Fontana et al, 2012; 2014).





**Figura 2.3:** Età della pianura veneto-friulana (Fontana et al, 2008). 1) Linea delle risorgive; 2) Isobate 3) Orli di terrazzo fluviale; 4) Limite ipotetico della massima ingressione marina (circa 7,000 anni fa); 5) Sezioni stratigrafiche del testo: “Le unità geologiche della provincia di Venezia”; 6) Terrazzi tettonici; 7) Superfici di età pre-LGM; 8) Cordoni morenici di età LGM; 9) Superfici di età LGM; 10) Superfici di età post-LGM.

La fase pleniglaciale fu caratterizzata da un clima particolarmente rigido e si ebbe una notevole produzione di detriti, ciò comportò una rapida aggradazione dei megafan alluvionali presenti in pianura, i quali raggiunsero la loro massima espansione (Fontana et al, 2008). Tale aggradazione rimase un effetto locale in quanto nel resto del mondo le pianure costiere di quel periodo subirono una profonda erosione dovuta a una caduta del livello di base di circa 120 metri rispetto all’attuale (Clark et al, 2009) e al suo stazionamento al di sotto delle scarpate continentali (Blum & Törnqvist, 2000). Ciò non avvenne nel Mar Adriatico, in quanto il bassissimo gradiente topografico della piattaforma continentale assorbì l’effetto dell’abbassamento eustatico. Ci fu infatti una regressione marina di oltre 400 km (Correggiari et al, 1996; Cattaneo & Trincardi,

1999) che portò in emersione il fondale alto-adriatico e che permise l'accomodamento di nuovi sedimenti di origine fluviale a scapito della forte erosione che solitamente caratterizza i periodi di stazionamento basso e prolungato del livello medio-marino (Fontana, 2006). Durante questa fase i fiumi dell'alta pianura erano di tipo *braided* e potevano trasportare le ghiaie fino all'attuale linea superiore delle risorgive. Più a valle i fiumi trasportavano principalmente sedimenti fini formando alvei braided sabbiosi nei primi 10-15 km della bassa pianura, mentre avvicinandosi alla foce presentavano alvei singoli o *wandering* poco sinuosi, leggermente rilevati (1-3 m) rispetto alla piana circostante di natura argilloso-limosa. Inoltre nella stratigrafia del LGM della bassa pianura sono presenti frequenti livelli torbosi e limosi-organici aventi spessore centimetrico e una estensione di alcuni chilometri (Bondesan et al, 2002a, 2002b; Miola et al, 2006), testimoni di momenti di stasi sedimentaria ed ambiente deposizionale palustre. Questo fatto non è in contrasto con l'abbondante apporto sedimentario della fase pleniglaciale, in quanto i megafan non sono attivi contemporaneamente su tutta la propria superficie. Dal punto di vista paleoclimatico l'analisi palinologica ha evidenziato la presenza di flore tipiche di ambienti freddi e secchi, confrontabili con quelle che si trovano nelle steppe odierne (Marocco, 1991a; Bondesan et al, 2002b, 2002c; Miola et al, 2003, 2006).

Con l'avvento della fase cataglaciale del LGM, compresa tra 22.000 e 17.500 anni fa, si instaurò un progressivo miglioramento del clima e i ghiacciai cominciarono a ritirarsi. Come conseguenza la porzione distale dei megafan veneto-friulani continuò ad aggradare verticalmente, anche se con una minore enfasi rispetto alla fase pleniglaciale, mentre quella prossimale, risentendo maggiormente del crollo dell'apporto sedimentario dovuto al ritiro dei ghiacciai, subì una notevole fase di incisione da parte dei sistemi fluviali (Fontana et al, 2012; 2014). La fase di deglaciazione non avvenne in maniera continua, ma durante la fase di generale ritiro, si alternarono periodi di temporaneo e limitato avanzamento, come testimoniato dalla complessità degli anfiteatri morenici che presentano numerosi archi in evidente ritiro (Zanferrari et al, 2007a; Monegato et al, 2007). Durante la fase cataglaciale si verificò anche il terrazzamento della porzione apicale dei megafan veneti e friulani e che tende a diminuire spostandosi verso la bassa pianura. Ciò ha portato a un maggior confinamento dei sistemi fluviali concentrando il flusso e aumentando la capacità di trasporto solido, il quale, nella bassa pianura, formò stretti *natural levees* (dossi fluviali rilevati), alti anche 2 metri e caratterizzati da sabbie ghiaiose e ghiaie che accompagnano i corsi d'acqua fino all'odierno margine lagunare (Fontana, 2006).

Se nel LGM l'evoluzione della pianura veneto-friulana venne controllata principalmente dai sistemi fluvioglaciali, nel post-LGM i fenomeni morfodinamici prevalenti furono quelli fluviali, l'effetto del mare e l'uomo. Attorno a 17.000 anni fa si verificò un netto miglioramento climatico, i ghiacci abbandonarono definitivamente la pianura e ci fu un drastico calo della quantità di detrito proveniente da monte. Di conseguenza si registrò un incremento della capacità erosiva dei sistemi fluviali sia in alta che in bassa

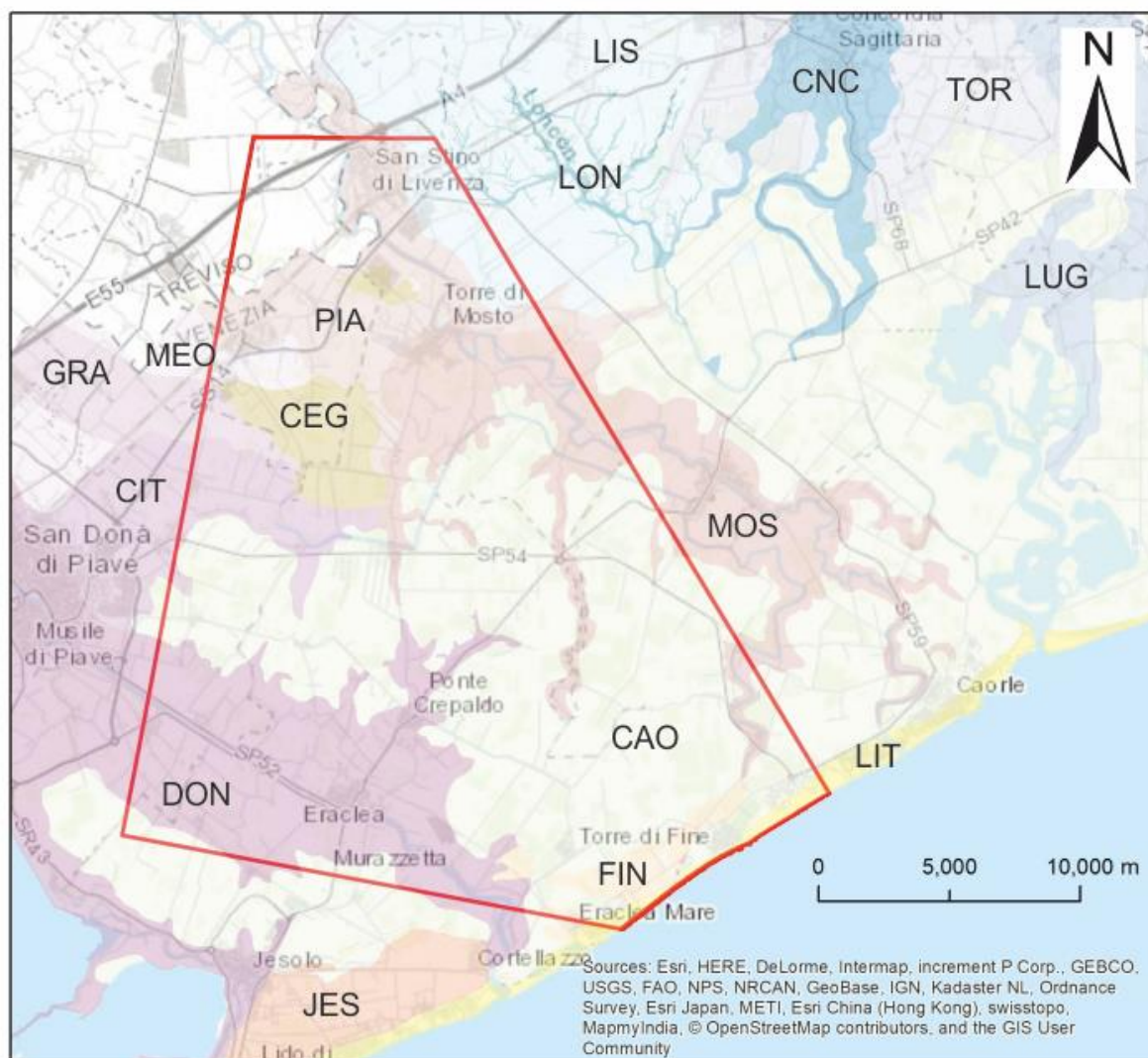
pianura. Nel caso delle Alpi orientali il confinamento dei ghiacciai nelle alte valli montane avvenne già attorno a 16.000 anni fa (Venturini, 2003; Pellegrini et al, 2005; Bavec et al, 2004). La deglaciazione permise la formazione di estesi laghi, che occuparono le valli alpine per effetto di sbarramenti dovuti a frane o alla presenza di archi morenici frontali, i quali funsero da dighe laminando i deflussi (Castiglioni, 2001; Hinderer, 2001; Marchetti, 2001; 2002; Soldati et al, 2004) e abbattendo la portata solida in direzione della pianura. Inoltre il rialzo delle temperature e il ritiro dei ghiacci promosse la ricolonizzazione delle montagne da parte della vegetazione (Vescovi et al, 2007), stabilizzando i versanti e diminuendo l'erosione da parte dei fiumi. Come conseguenza si assistette ad un approfondimento delle incisioni fluviali e ad un'ulteriore fase di terrazzamento dei megafan della pianura veneto-friulana. Gli alvei vennero quindi canalizzati lungo le incisioni e poterono trasportare le ghiaie fino alla bassa pianura. Il periodo che segna globalmente l'inizio del post-LGM è detto tardoglaciale, esso perdurò fino a circa 11.500 anni fa, quando iniziò l'Olocene (Orombelli et al, 2005). Durante questa fase tardoglaciale lo scioglimento delle calotte polari (Artica, Nordeuropea e Groenlandese) favorì la risalita del livello medio-marino con un tasso medio di 10-15 mm/anno (Correggiari et al, 1996; Lambeck et al, 2004) fino a raggiunse la posizione attuale. La trasgressione marina terminò circa 7.500 anni fa, mentre poi la risalita del livello marino è stata legata soprattutto alla subsidenza, alle deformazioni tettoniche e agli aggiustamenti isostatici (Amorosi et al, 2008). L'instaurazione dei primi ambienti lagunari odierni lungo le coste nord-adriatiche risale a circa 7.500-6.000 anni fa in corrispondenza dell'inizio della fase di *highstand* marino. Durante la trasgressione marina i sedimenti olocenici tipicamente costieri (marini, deltizi e lagunari) seppellirono le porzioni distali dei megafan alluvionali pleistocenici veneto-friulani in base alla morfologia della pianura preesistente, in particolare si deposero all'interno delle incisioni fluviali prodotte fino a quel momento, andandole progressivamente a colmare. Il caso più evidente è quello documentato presso Portogruaro, dove le acque salmastre risalirono lungo le due incisioni in cui oggi scorrono gli attuali fiumi Lemene e Reghena (Fontana et al, 2004; Fontana, 2006). In queste condizioni al di sopra dei terrazzamenti di età olocenica non c'è stata deposizione di nuovi sedimenti alluvionali fino a circa 8.000 anni fa, infatti stratigraficamente si registra uno *hiatus* deposizionale dovuto al confinamento degli alvei fluviali.

Al di sopra delle superfici abbandonate (LGM) si vennero a sviluppare suoli ben formati. La pedogenesi è avvenuta prevalentemente durante l'Olocene e i fenomeni che hanno ricoperto una maggior importanza sono la colonizzazione forestale e l'effetto del clima (Cremaschi, 1990). Gli argini naturali sono stati interessati da rubefazione, mentre allontanandosi dai dossi fluviali, la presenza della falda e la permeabilità decisamente minore degli orizzonti di piana alluvionale hanno invece inibito l'ossidazione producendo depositi ricchi di concrezioni carbonatiche. Questi orizzonti pleistocenici sovraconsolidati nella zona costiera veneziana vengono definiti con il termine *caranto* (Gatto & Previatello, 1974; Mozzi et al, 2003).

In bassa pianura circa 5.000 anni fa ci fu un cambiamento della dinamica fluviale, si passa infatti da un regime sedimentario erosivo a una fase di sedimentazione estesa su ampi territori, con formazione di dossi fluviali ben riconoscibili da quelli pleistocenici in quanto più elevati (2-5 m rispetto alla piana d'esondazione) e più ampi rispetto a quelli formatisi durante il LGM. Questo processo sedimentario sarebbe ancora attivo se non fosse per le attività umane, come le arginature, che hanno notevolmente limitato i processi sedimentari naturali. Le prime testimonianze di attività agricole risalgono al Neolitico, attorno a 7.500 anni fa, quando furono costruiti i primi villaggi stabili. Da allora gli effetti dell'attività antropica sono aumentati progressivamente e già nell'epoca romana hanno cominciato a modificare le morfologie superficiali, interessando ampie zone della pianura veneto-friulana. L'agricoltura, l'allevamento, la costruzione di strade e di villaggi hanno portato alla modificazione degli orizzonti superficiali della pianura, comportando fenomeni di erosione areale molto diffusa. Dove affioranti in superficie, i depositi del LGM sono stati rimaneggiati dalle arature già dall'epoca romana e spesso le concrezioni sono ben visibili anche nell'orizzonte arativo.

A partire dal XV secolo d.C., la Serenissima Repubblica di Venezia modificò profondamente l'idrografia superficiale per favorire lo sfruttamento del territorio. Un esempio sono le opere di diversione dei fiumi tributari della Laguna di Venezia, attuate per garantirne la navigabilità evitandone l'interrimento. In particolare il Po venne spostato a Sud, nei pressi di Porto Viro nel 1609, le foci dei fiumi Brenta e Bacchiglione subirono spostamenti sia all'interno che all'esterno della laguna, il Sile fu convogliato nel Piave nel 1683, mentre quest'ultimo venne deviato nel Taglio da Re e poi nel Gran Taglio di Cortellazzo. L'idea originale era di farlo sfociare a Porto Santa Margherita, in modo da contribuire alla bonifica dell'area che allora era impaludata, ma in seguito alla rotta della Landrona (1683) pose la propria foce a Cortellazzo. Per lo stesso motivo venne deviato verso Caorle anche il Livenza nel 1654. Gli interventi di carattere idrografico svolti dalla Serenissima furono innumerevoli e riguardarono anche i canali d'importanza secondaria, i quali vennero dirottati a seconda delle esigenze, dall'irrigazione alla bonifica dei terreni paludosi. A causa di questi interventi di arginatura fluviale si assistette a una fase di confinamento degli alvei, i quali assunsero la tendenza a diventare pensili, con il conseguente incremento della subsidenza della piana inondabile. Un esempio lampante di quanto detto sopra fu quello del ramo del Piave chiamato Taglio del re, il quale divenne pensile in appena qualche decennio (Vallerani, 1995; Castiglioni, 2001a; Bondesan et al, 2001). Dal XVIII secolo l'arginatura della pianura veneto-friulana divenne completa e quindi, ad eccezione di eventi di piena particolarmente catastrofici, non si ebbe più sedimentazione sulle piane inondabili in essa. Inoltre le numerose opere di bonifica condotte dal XX secolo aumentarono la subsidenza della piana costiera per effetto del drenaggio del suolo e dell'ossidazione dei depositi organici di origine palustre e lagunare. Nel complesso quindi gli interventi umani hanno prodotto numerosi cambiamenti sull'assetto geomorfologico preesistente, agendo su fiumi, coste e lagune.

## 2.4 LE UNITA GEOLOGICHE



### UNITA' GEOLOGICHE DELLA PROVINCIA DI VENEZIA

#### Sistema alluvionale del Tagliamento

- Unità di Concordia (CNC)
- Unità di Lugugnana (LUG)
- Unità di Torresella (TOR)
- Unità di Lison (LIS)

#### Sistema alluvionale del Piave

- Unità di S. Donà di Piave (DON)
- Unità di Cittanova (CIT)
- Unità di Grassaga (GRA)
- Unità di Meolo (MEO)

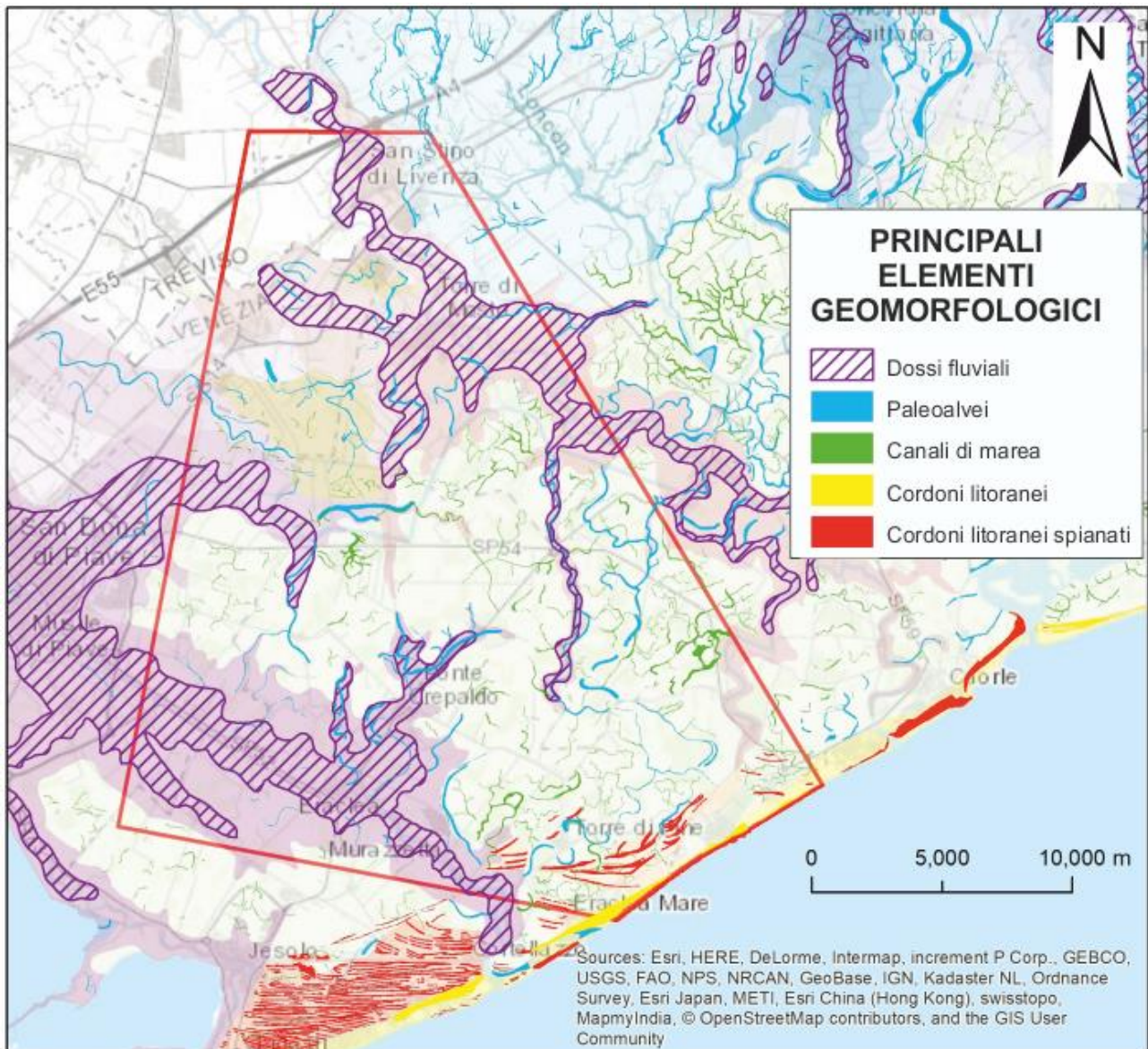
#### Sistemi alluvionali di Livenza e Loncon

- Unità di Loncon (LON)
- Unità di Torre di Mosto (MOS)
- Unità del Piavon (PIA)

#### Sistemi lagunari-palustri e costieri

- Unità di Caorle (CAO)
- Unità di Ceggia (CEG)
- Unità di Jesolo (JES)
- Unità di Torre di Fine (FIN)
- Unità Litorale indifferenziata (LIT)

Figura 2.4: Carta delle unità geologiche della porzione nord-orientale della Provincia di Venezia, in rosso è visibile l'area studiata.



**Figura 2.5:** Carta delle unità geologiche della porzione nord-orientale della Provincia di Venezia (si faccia riferimento alla legenda di Figura 2.4) e dei principali elementi geomorfologici presenti in essa, in rosso è visibile l'area presa in considerazione in questa tesi.

Le unità geologiche prese in considerazione durante questo lavoro di tesi sono quelle illustrate in Figura 2.4 e si riferiscono ai rilevamenti svolti dalla Provincia di Venezia tra gli anni 2005-2008 e dei dati precedenti disponibili. In particolare sono presenti anche i dati relativi al Progetto CARG-Regione Veneto riguardanti la nuova carta geologica nazionale. Di seguito verranno illustrati i principali aspetti delle unità geologiche che formano l'area studiata. Per un maggiore approfondimento si invita a consultare il testo *“Le unità geologiche della provincia di Venezia”* di Bondesan et al (2008). Le unità sono organizzate in base al sistema deposizionale che le ha originate, partendo dalle formazioni più recenti. Ad ogni sistema deposizionale è stata associata un diverso colore e le unità appartenenti alla medesimo sistema hanno tonalità sempre più

scure man mano che si passa dalle unità più antiche a quelle più recenti, in modo da rendere riconoscibile anche visivamente l'evoluzione temporale dei sistemi deposizionali. Ad ogni unità geologica è poi associato un codice a tre lettere che ne identifica il nome, il quale si riferisce al centro abitato più importante che si trova all'interno dell'unità. Per completezza sono stati rappresentati anche alcuni tra gli elementi geomorfologici principali (Figura 2.5), dando particolare importanza ai depositi lasciati in pianura dall'antica idrografia superficiale. I dati geomorfologici provengono dalla "Carta geomorfologica della Provincia di Venezia" (Bondesan et al, 2004).

In Figura 2.6 sono illustrate le differenti direttrici fluviali prese dai due fiumi principali che interessano l'area studiata. In particolare le unità geologiche più recenti, hanno subito un notevole cambiamento nella loro evoluzione a causa degli interventi di diversione fluviale condotti dai Veneziani allo scopo di bonificare l'intera area compresa tra Piave e Livenza, tali opere hanno subito un particolare incremento a partire dal rinascimento. In particolare esempio nel caso del Livenza è la deviazione artificiale realizzata nel 1654, che portò il fiume a sfociare presso Porto Santa Margherita, abbandonando la foce naturale che si trovava a Porto S. Croce (ora detta Livenza Morta). Questo intervento permise di interrare l'estesa zona paludosa a monte di Caorle. Nel corso del xx secolo è stata realizzata l'ultima grande opera di rettificazione dell'alveo del Livenza, con la separazione del canale Malgher, il quale venne reindirizzato a scorrere nell'antico tracciato che sfocia a Porto S. Croce (Fontana et al, 2008).

Anche il Piave ha subito numerose diversioni nel tratto finale del suo corso, ne è prova il fatto che il tratto a monte di S. Donà sia molto più antico rispetto al ramo della cosiddetta Piave Vecchia a causa di una rotta fluviale avvenuta nel VI secolo d C (Fontana et al, 2008). Invece il Taglio da Re, di cui oggi rimane soltanto un canale di bonifica minore, è situato tra Piave Vecchia e Cortellazzo è stato realizzato dai Veneziani nel 1534. L'attuale direttrice fluviale del Piave venne scavata *ex novo* nel 1664, tagliando la piana paludosa a valle di S. Donà, ed è rettilinea fino a Eraclea dove s'inserisce in un canale a meandri più antico. Infine, tra il XVI e il XVII secolo, il Piave venne dapprima convogliato verso il Taglio da Re e successivamente in quello di Cortellazzo, escludendo la Piave Vecchia, in modo che raggiungesse il Gran Lago della Piave. A seguito della rotta della Landrona (1683) però il Piave prese a scorrere nel tracciato attuale, con foce a Cortellazzo.



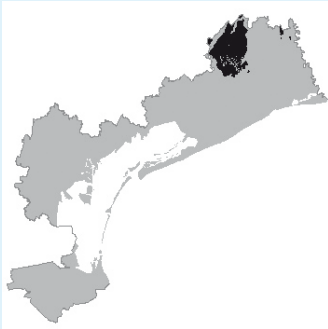
Legenda: 1) dossi del Piave (Olocene); 2) dossi del Livenza (Olocene); 3) dossi del Tagliamento (Pleistocene); 4) antiche linee di riva del Piave: 4) medievali-moderne; 5) 3200-900 a.C.; 6) posteriori al 4500 a.C.; 7) antiche direttrici di deflusso; 8) confine provinciale; 9) via Annia; 10) sezioni stratigrafiche: PV-Piave Vecchia; GR-paleoalveo di Grassaga (Piveran); CPS-paleoalveo di Caposile; 11) datazione al  $^{14}\text{C}$ : a) 430-650 d.C.; b) 5880-5640 a.C.; c) 2125-1735 a.C.; d) 530-680 d.C.; e) 1540-1390 a.C.

Figura 2.6: le principali direttrici fluviali del Livenza e del Piave.



Di seguito vengono descritte le principali unità geologiche dei sistemi alluvionali dei fiumi Tagliamento, Loncon e Livenza-Piave ricadenti all'interno della zona studiata:

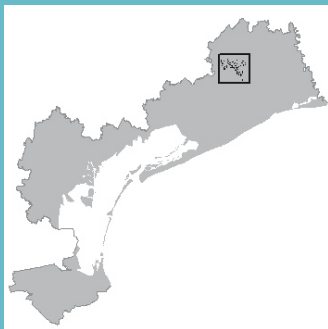
LIS



**Unità di Lison** Pleistocene sup. (LGM, 24,000 - 18,000 anni fa)

Depositi alluvionali del Tagliamento costituiti prevalentemente da limi e limi argillosi, alternati a livelli decimetrici di sabbie e sabbie limose. Talvolta sono presenti orizzonti pluricentimetrici di argille, limi organici e torbe. Corrispondono in prevalenza a sequenze di piana alluvionale e di canali *braided* sabbiosi ad esse associati. Lo spessore passa da 30 m, nel settore settentrionale, a meno di 20 m lungo la costa.

LON



**Unità di Loncon** Olocene medio-sup. (VII millennio a.C. - Attuale)

Depositi alluvionali del Loncon costituiti in prevalenza da sedimenti argilloso-organici e torbosi. Sedimenti accumulatisi in ambiente palustre per difficoltà di deflusso delle acque di risorgiva e del drenaggio locale entro le incisioni di fiumi di risorgiva legati al Loncon e sulla pianura pleistocenica adiacente. Lo spessore massimo è di 7 m entro i paleoalvei.

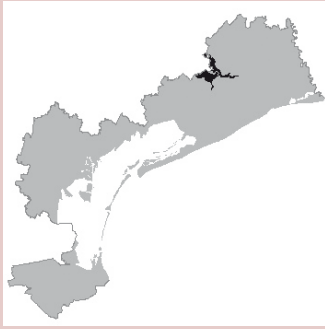
MOS



**Unità di Torre di Mosto** Olocene sup. (V - VI secolo d.C. - Attuale)

Si tratta dei depositi alluvionali post-romani del fiume Livenza, costituiti da limi sabbiosi nei settori di dosso e da limi in quelli di argine naturale distale e piana di esondazione. La facies tipica è di dosso fluviale. I depositi di canale fluviale sono caratterizzati da sabbie per spessori di 4-6 m. Presenza di sabbie ghiaiose al fondo all'alveo attuale a monte di S. Stino di Livenza alla profondità di 6 m. Presenta numerose direttrici minori occupate per tempi brevi, mentre il dosso principale in cui oggi scorre il Livenza è stato deposto dal ramo del Piave chiamato Piavon. Non sono presenti facies da piana di esondazione.

PIA



**Unità del Piavon** Olocene sup. (II - I millennio a.C. – precedente al periodo romano)

Depositi alluvionali del ramo del Piave che confluiva nel Livenza in epoca pre-romana, costituiti da limi sabbiosi e limi nei settori di argine naturale e piana di esondazione. I depositi di canale fluviale sono caratterizzati da sabbie e localmente sabbie ghiaiose.

Di seguito vengono descritte le principali unità geologiche del sistema alluvionale del Piave ricadenti all'interno della zona studiata:

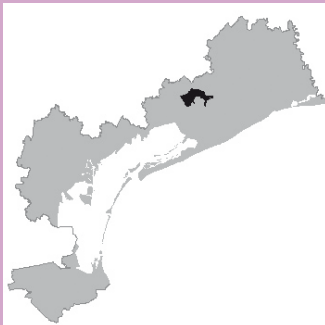
DON



**Unità di San Donà di Piave** Olocene sup. (precedente al periodo romano - Attuale)

Depositi alluvionali legati al dosso principale pre-romano a monte di S. Donà di Piave e ai dossi delle direttrici moderne e attuale del Piave. Sabbie, sabbie limose, limi sabbioso-argillosi e limi corrispondenti a depositi di canale (spessi fino a 20 m), argine e ventaglio di rotta fluviale. Argille e argille limose, talora con sostanza organica, sono rappresentative di depositi di piana di esondazione.

CIT



**Unità di Cittanova** Olocene sup. (fine IV millennio a.C. – IV-V secolo d.C.)

Depositi alluvionali appartenenti a facies di alveo e argine fluviale e, solo secondariamente, di piana di esondazione. I sedimenti sono costituiti da sabbie e sabbie limose di canale spesse almeno 5 m. limi, limi argillosi e argille limose, talora con sostanza organica e livelli di torba, rappresentano depositi di canale abbandonato e di piana inondabile o palude.

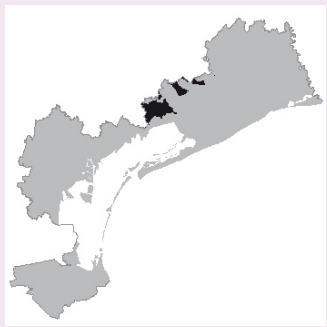
GRA



**Unità di Grassaga** Olocene inf. - medio (precedente al VI millennio a.C.)

Depositi alluvionali costituiti da limi argillosi, argille e argille organiche, sabbie e sabbie limose. Corrispondono a facies di canale abbandonato correlate ad alvei relativamente incisi rispetto alla pianura pleistocenica e; secondariamente, a facies di piana d'esondazione. Lo spessore dei depositi di canale è di almeno 4-5 m.

MEO

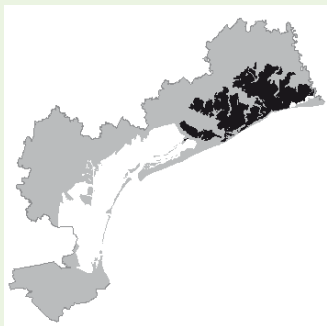


**Unità di Meolo** Pleistocene sup. (LGM)

Depositi alluvionali costituiti principalmente da limi e limi argillosi di piana di esondazione, talvolta alternati a sottili livelli di sabbie e sabbie limose. Sabbie limose e limi sabbiosi, di argine e di ventaglio di rotta fluviale e da sabbie di canali *braided* sabbiosi. Talvolta sono presenti orizzonti pluricentimetrici di argille, limi organici e torbe. Lo spessore dell'unità ha un valore medio di circa 20 m ma può raggiungere anche i 30 m.

Di seguito vengono descritte le principali unità geologiche dei sistemi lagunare-palustre e costiero ricadenti all'interno della zona studiata:

CAO



**Unità di Caorle** Olocene medio – sup. (VI millennio a.C. - Attuale)

Depositi lagunari costituiti da limi argillosi, argille o limi sabbiosi poco consolidati. I canali sono riempiti da sabbie e limi sabbiosi. Localmente sono presenti orizzonti torbosi e argilloso-organici di spessore decimetrico. Presenza di molluschi lagunari frammentati e interi (*Cerastoderma*, *Loripes*, *Bittium*). Lo spessore raggiunge i 10 m presso il margine costiero e si chiude verso l'interno.

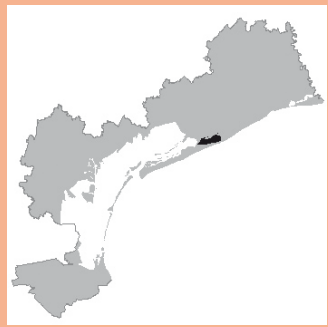
CEG



**Unità di Ceggia** Olocene

Depositi alluvionali costituiti da limi argillosi, limi, argille, argille organiche e torbose di ambiente palustre, legati alla stagnazione di acque superficiali. L'unità poggia su depositi pleistocenici dell'unità di Meolo (MEO), che si trovano a debole profondità e potrebbero anche affiorare in alcune aree limitate. Lo spessore è generalmente inferiore a 2 m.

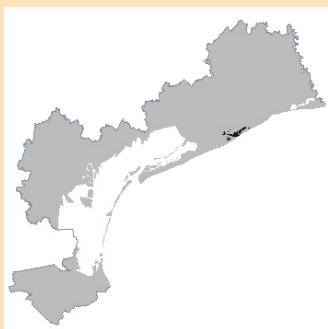
JES



**Unità di Jesolo** Olocene sup. (IV - I millennio a.C.)

Depositi costieri, alimentati dalle alluvioni del Piave, costituiti da sabbie fini e medio-fini, corrispondenti ad antichi cordoni litoranei. Il limite inferiore coincide con una superficie erosiva di natura marina su depositi alluvionali o lagunari. Presenza di molluschi marini (ad es. *Venus*, *Glycimeris*) interi e frammentati. Il limite superiore corrisponde alla superficie topografica, fortemente rimodellata sia dall'evoluzione naturale lagunare, sia dagli spianamenti antropici. Lo spessore dei depositi è variabile, con un massimo di circa 14 m.

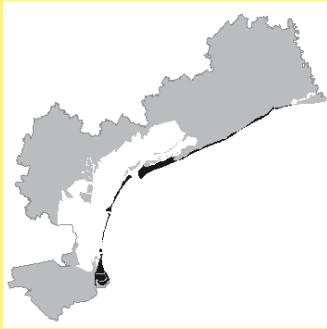
FIN



**Unità di Torre di Fine** Olocene medio (VI – IV millennio a.C.)

Depositi costieri, alimentati dalle alluvioni del Piave, costituiti da sabbie fini e medio-fini, corrispondenti a un antico delta fluviale. Il limite inferiore coincide con una superficie erosiva di natura marina su depositi alluvionali o lagunari. Presenza di molluschi marini (ad es. *Venus*, *Glycimeris*) interi e frammentati. Il limite superiore corrisponde alla superficie topografica, fortemente rimodellata sia dall'evoluzione naturale lagunare, sia dagli spianamenti antropici. Lo spessore dei depositi è variabile, con un massimo di circa 4 m.

LIT



**Unità litorale indifferenziata** Olocene medio – sup. (VI millennio a.C. - Attuale)

Depositi costieri costituiti da sabbie medio-fini e sabbie limose con abbondanti bioclasti, costituenti spiagge, cordoni litoranei e sistemi di dune in contatto con la costa attuale. Nelle depressioni interdunali si rinvencono alternanze di argille organiche, torbe e sabbie limoso-argillose. Lo spessore è variabile, probabilmente con un valore massimo pari a 12 m.

## 2.5 INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

La distinzione tra alta e bassa pianura coinvolge anche l'aspetto idrogeologico (Figura 2.7).

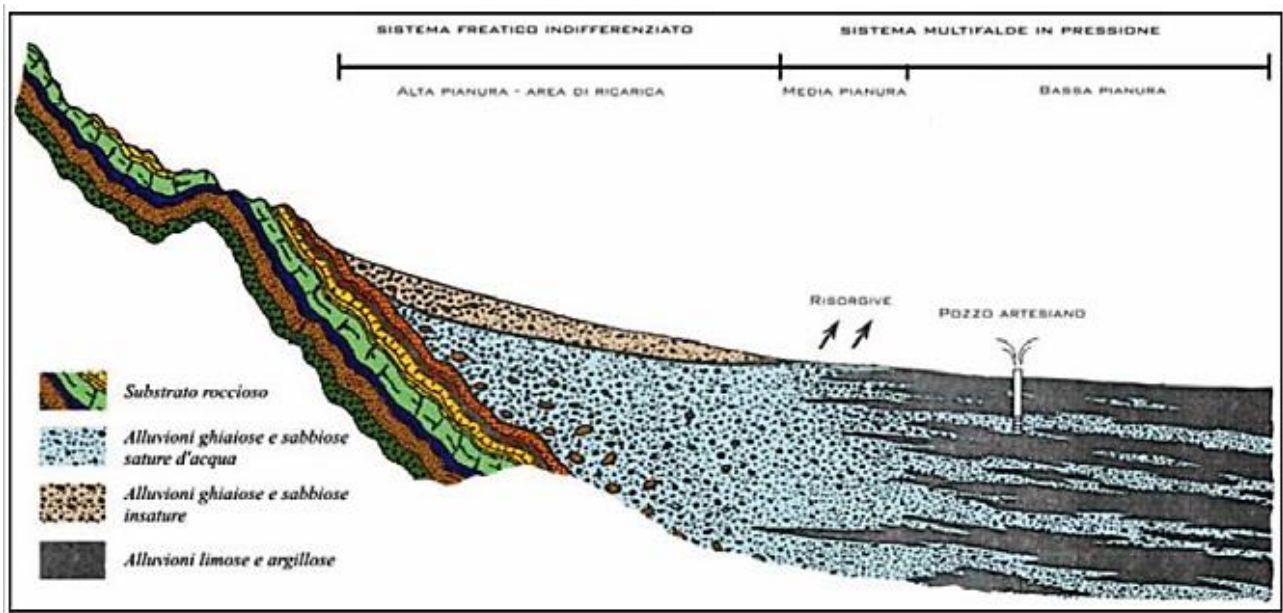


Figura 2.7: modello idrogeologico della pianura Veneto-friulana (Zangheri, 2011).

Infatti l'alta pianura, dove i depositi sono prevalentemente costituiti da ghiaie e ciottoli è caratterizzata dalla presenza di un unico acquifero ad alta permeabilità avente uno spessore di decine di metri. Il limite laterale tra alta e bassa pianura è molto frastagliato in quanto è dato dall'alternanza tra depositi ghiaiosi e depositi sabbioso-limosi. Nella media pianura, la fascia che ospita l'interdigitazione tra sedimenti grossolani e fini, presenta un sistema multifalda in cui gli acquiferi (orizzonti ghiaiosi e sabbiosi) si trovano in pressione a causa del gradiente idraulico indotto

dall'alta pianura, la quale funge da zona di ricarica. La profondità della falda nell'alta pianura veneto-friulana è di varie decine di metri e tende a diminuire andando verso valle, fino a intersecare il piano campagna, lungo la fascia delle risorgive, è questo il motivo per cui si originano i fiumi di risorgiva come il Sile e in parte il Livenza.

Al di sotto della bassa pianura gli orizzonti ghiaiosi sono sempre più rari e gli acquiferi presenti sono caratterizzati da una granulometria prevalentemente sabbiosa e sono confinati a causa della crescente presenza di livelli argillosi e limosi a bassa permeabilità, definiti *acquitardi* (Dal Prà et al, 2000).

Gli acquiferi presenti nella pianura veneto-friulana vengono suddivisi in superficiali (con profondità minore di 30 m) e profondi (con profondità compresa tra 30 e 600 m), sulla base della profondità a cui risiedono (Zangheri, 2012). Mentre gli acquiferi superficiali vengono utilizzati prevalentemente per l'irrigazione dei campi e per le opere di ingegneria civile, gli acquiferi profondi costituiscono una risorsa di grande valore e sono spesso sfruttati per l'estrazione di acque potabili e talvolta per usi termali. Ad esempio, nella zona tra Bibione e Latisana si ha l'importante anomalia geotermica della dorsale di Cesarolo in cui le acque raggiungono i 50° a meno di 500 metri di profondità (Zangheri, 2012). Si deve poi ricordare che molte aree della bassa pianura veneto-friulana si trovano al di sotto del livello medio-marino e, quindi, sono state soggette a bonifica e tuttora sono drenate artificialmente.

## 2.6 LA SUBSIDENZA

Per subsidenza s'intende un processo di lento abbassamento del piano campagna (mm-cm/anno) a scala locale o regionale, che può essere prodotto sia da cause naturali che antropiche. I principali fenomeni naturali responsabili di provocare la subsidenza sono: i movimenti tettonici (Watts, 1982; Dokka, 2006), l'attività vulcanica (Branney, 1995; Takada & Fukushima, 2013) e tutti i processi legati alla consolidazione dei terreni (Tovey & Paul, 2002; Van Asselen, 2011). Una caratteristica comune alla maggioranza delle cause naturali di subsidenza è che le aree coinvolte sono molto estese (scala regionale) e i tassi di abbassamento del terreno sono molto bassi, quindi non comportano situazioni di rischio immediato e gli effetti si osservano dopo parecchi anni. Al contrario le cause antropiche, che sono solitamente associate alla costruzione di edifici e infrastrutture (Stramondo et al, 2008; Manunta et al, 2008) e alla captazione di fluidi dal sottosuolo (Stramondo et al, 2007; Tomàs et al, 2005; Klemm et al, 2010), comportano processi di consolidazione a scala

locale e molto più rapidi. Ciò può causare ingenti danni alle strutture e possono portare anche a situazioni di rischio, come cedimenti strutturali e crolli, e quindi provocare perdite economiche (Zeitoun & Wakshal, 2013). Ye-Shuang Xu et al (2007) sostengono che nelle regioni di pianura costiera l'estrazione di fluidi dal sottosuolo sia la principale causa artificiale di subsidenza.

Il fenomeno della subsidenza si spiega attraverso il *Principio delle tensioni efficaci di Terzaghi*: un terreno su cui venga poggiato un carico tende a raggiungere un nuovo stadio di equilibrio dissipando la fase fluida presente al suo interno. In altre parole, la tensione totale è pari alla somma tra la tensione efficace (agente sullo scheletro solido) e la pressione neutra (agente sulla fase fluida presente negli spazi interstiziali), nel momento in cui viene applicato un carico un sistema multifase come il terreno tende a dissipare le sovrappressioni neutre causate dal carico stesso così da ripristinare la condizione di equilibrio (Figura 2.8).

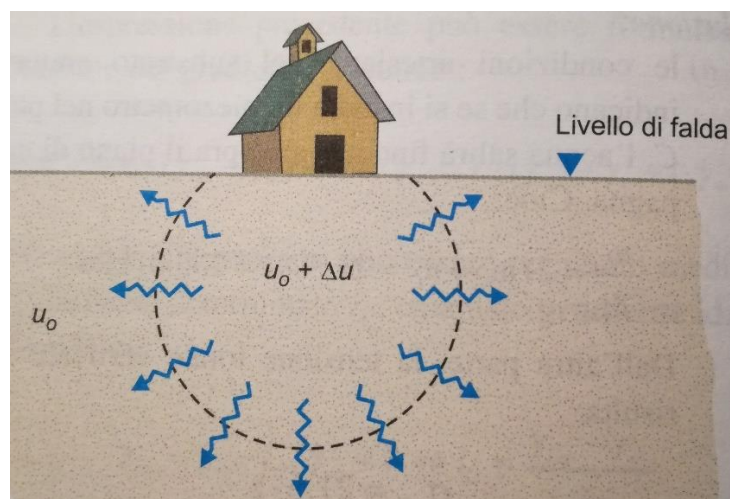


Figura 2.8: sovrappressione interstiziale indotta dall'applicazione di un carico (Lancellotta, 1991).

Questo processo induce un cedimento, ossia un abbassamento del terreno che è proporzionale al carico stesso, e la velocità con cui avviene tale fenomeno tende a decrescere con il tempo fino a fermarsi del tutto una volta completato il processo di consolidamento. Durante questo fenomeno si assiste a un progressivo incremento della tensione efficace a scapito di quella neutrale e a una riorganizzazione strutturale dei grani, i quali si disporranno in maniera più compatta andando a diminuire la porosità del terreno. Il tasso di cedimento di un terreno dipende dalla *conducibilità idraulica*, dal *coefficiente di compressibilità* del terreno stesso e dallo spessore dello strato preso in considerazione; attraverso queste tre grandezze è possibile stimare il *coefficiente di consolidazione*, che esprime l'attitudine di un mezzo multifase a dissipare le sovrappressioni neutrali. Anche conoscere l'intensità del carico applicato è determinante per stimare il tasso di cedimento di un terreno (Terzaghi & Peck, 1967). La curva di consolidamento di un terreno ha andamento logaritmico e tende a diminuire tendendo asintoticamente a zero (Figura 2.9). Si possono infatti distinguere

due fasi, una prima fase di *consolidazione primaria* in cui vengono dissipate le sovrappressioni neutre e una seconda di *consolidazione secondaria*, che dura molto più a lungo, in cui viene dissipata la sovrappressione neutra residua.

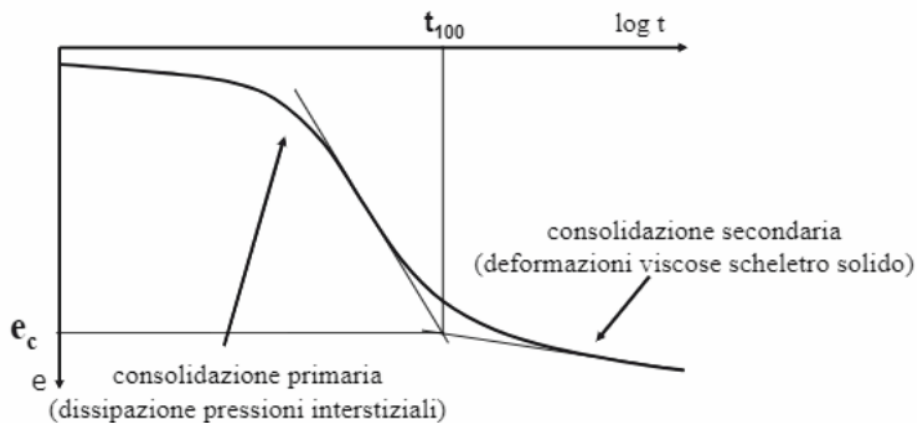


Figura 2.9: tipica curva di consolidazione dei terreni.

Nel caso in cui la subsidenza sia invece legata all'emungimento di fluidi si ha un immediato calo della pressione neutrale e un conseguente aumento della tensione efficace, causando un effetto come quello descritto precedentemente. In questo caso l'entità dell'abbassamento dipende dal volume di fluido estratto e dalla profondità del reservoir. Lo stesso accade se la subsidenza è indotta da attività di bonifica delle aree depresse rispetto al livello del mare. Molte zone della bassa pianura veneto-friulana sono costantemente soggette a trattamenti drenanti, per evitare l'impaludamento dei terreni agricoli. Inoltre la presenza di materia organica e di livelli torbosi rende ancora più drastico l'abbassamento del terreno, infatti se si riduce il livello di falda tali sedimenti subiscono i processi di ossidazione e ciò comporta una notevole perdita di volume.

I primi studi riguardanti la subsidenza nella Provincia di Venezia risalgono al periodo 1973-1993 e sono stati svolti dalla sezione ISMAR del CNR di Venezia (Teatini et al, 2005). Inizialmente ci si soffermò prevalentemente sulle zone lagunari e limitrofe, successivamente le aree studiate si ampliarono e Teatini et al (2005) elaborò una mappa della subsidenza a scala regionale inerente al decennio 1992-2002, utilizzando metodi di interpolazione dei dati ottenuti attraverso misure GPS, altimetrie e tecniche DinSAR. Poiché a seguito di questi studi sono emerse diverse criticità riferite a zone localmente anche molto estese, recentemente il Dipartimento di Geoscienze ha svolto varie ricerche in alcune zone della Provincia di Venezia, come ad esempio l'area compresa tra Portogruaro e Concordia Sagittaria (Mulè, 2016) e il lavoro di questa stessa tesi continua quel filone d'indagine.



### 3 METODOLOGIE IMPIEGATE

#### 3.1 IL TELERILEVAMENTO SATELLITARE RADAR

Per telerilevamento s'intendono tutte le tecniche di analisi in grado di indagare gli oggetti senza un contatto diretto, sfruttando l'interazione tra la materia e le onde elettromagnetiche. La distanza tra il sensore (che registra le informazioni) e il bersaglio può variare da alcuni metri (*proximal sensing*) a migliaia di chilometri (*remote sensing*). I sensori vengono a loro volta suddivisi in attivi e passivi, i primi ricevono una frazione retrodiffusa (*back scattering*) del proprio segnale emesso in precedenza, mentre i secondi captano solamente le onde elettromagnetiche diffuse naturalmente dal bersaglio.

I sensori attivi più utilizzati nel telerilevamento sono i sensori RADAR (*RADio Detection And Ranging*), i quali consentono di rilevare un oggetto e di stabilirne la distanza dal sensore stesso tramite le onde radio. Tali onde possono avere lunghezze d'onda ( $\lambda$ ) con valori compresi tra le microonde e le onde radio (con  $\lambda$  compresa tra 1 mm e 1 m e le frequenze che vanno da 0.3 a 30 GHz, Figura 3.1).

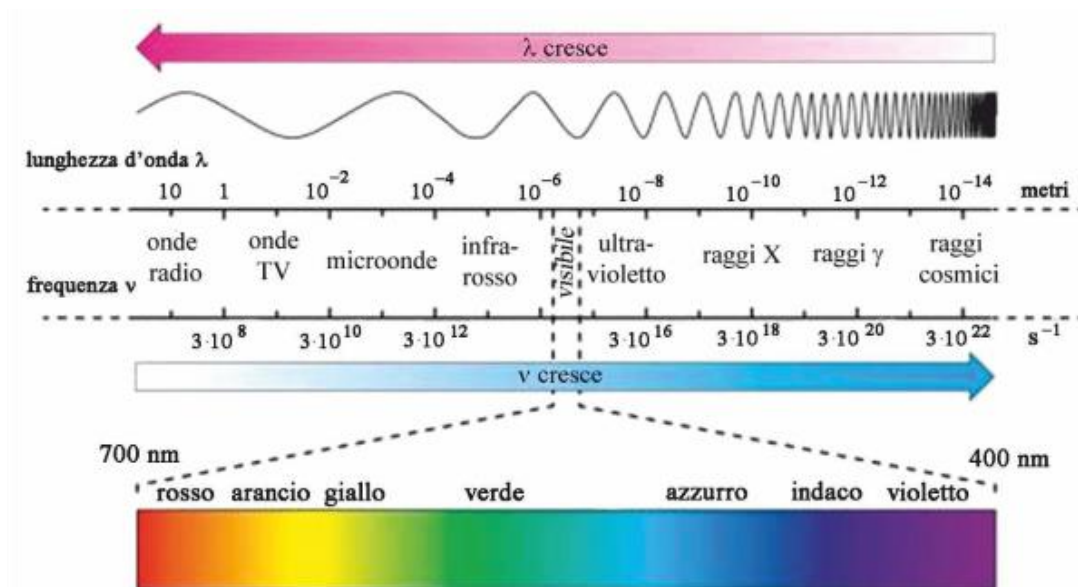


Figura 3.1: Spettro delle onde elettromagnetiche ([anniluce.wordpress.com/2012/01/13/viaggio-attraverso-lo-spettro-elettromagnetico/](http://anniluce.wordpress.com/2012/01/13/viaggio-attraverso-lo-spettro-elettromagnetico/)).

Le lunghezze d'onda vengono scelte in base al bersaglio che si vuole analizzare e alla piattaforma che supporta il sensore, ad esempio nel caso del telerilevamento RADAR satellitare la scelta di utilizzare le frequenze tipiche del campo delle microonde dipende dal fatto che esse hanno una trasmissività del 100% nell'atmosfera e non c'è quindi perdita di segnale, nonostante la presenza di interferenze (Figura 3.2).

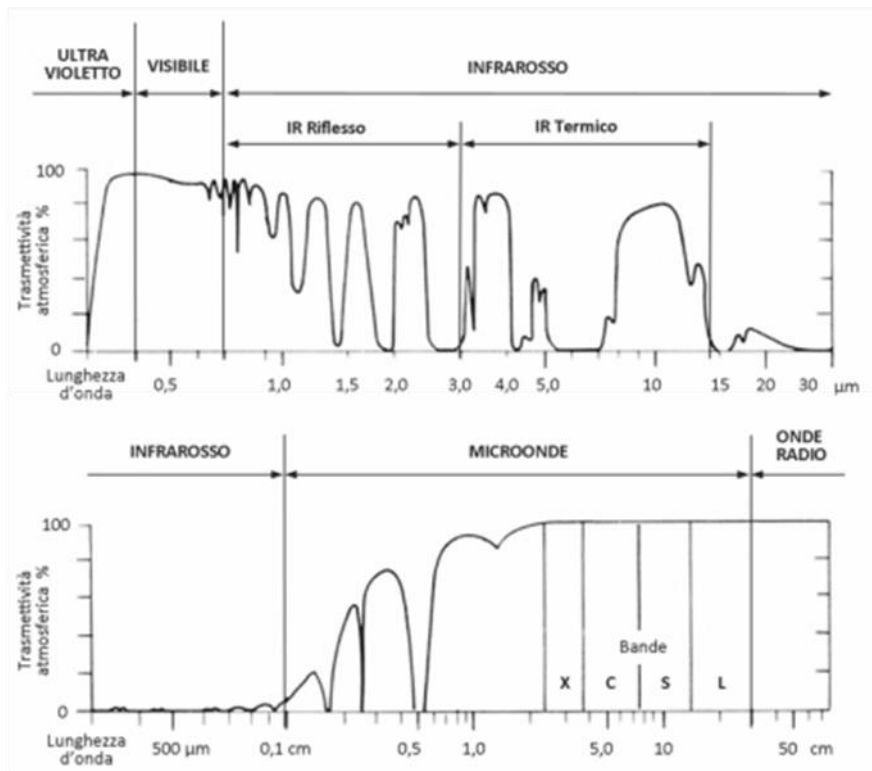


Figura 3.2: grafico della *trasmissività* percentuale attraverso l'atmosfera.

Le piattaforme spaziali sono satelliti e shuttle orbitanti attorno alla Terra a una distanza che va da 200 a 36,000 km, a seconda dell'orbita che seguono, i satelliti utilizzati per il telerilevamento possono seguire orbite equatoriali o polari/quasi-polari. La prima tipologia di orbite è circolare e giace lungo il piano equatoriale, i satelliti che percorrono questo tipo di orbite vengono detti geosincroni o geostazionari, infatti girano alla stessa velocità angolare della terra (percorrono la propria orbita in 24 ore). Essi viaggiano ad alta quota (circa 36,000 km di altezza) e per questo possiedono una risoluzione spaziale alquanto bassa, si tratta per lo più di satelliti utilizzati per scopi meteorologici come il Meteosat dell'ESA. La seconda tipologia di orbite è invece ellittica e intercetta perpendicolarmente il piano equatoriale, se passano per i poli sono dette polari altrimenti quasi-polari. Tali orbite sono anche dette eliosincrone in quanto sono state studiate in modo che i satelliti che le percorrono arrivino ogni giorno nello stesso punto alla stessa ora (anch'essi percorrono la propria orbita in 24 ore), eliminando così eventuali problemi dovuti alla variazione dell'illuminazione solare. I satelliti che viaggiano lungo orbite eliosincrone sono più bassi dei precedenti, normalmente tra 600 e 800 km di altezza e per questo hanno una risoluzione spaziale maggiore. A seconda del verso in cui viaggiano i satelliti le orbite si distinguono in ascendenti (da S-SE a N-NW) e discendenti (da N-NE a S-SW).

I principali vantaggi del telerilevamento satellitare sono: la rivisitazione, ossia la possibilità di riosservare la stessa zona dopo alcuni giorni (il numero di giorni varia a seconda del satellite) e la grande disponibilità di

immagini, che permette studi di tipo spaziale e temporale. Mentre tra gli svantaggi emergono: le distorsioni geometriche dell'immagine e le interferenze dovute a vegetazione e clima (entrambi variabili durante l'anno).

Attualmente le immagini RADAR sono molto utilizzate nelle scienze ambientali poiché rispetto alle altre tecniche permettono di: acquisire immagini in qualsiasi condizione atmosferica (anche di notte) o climatica (alta nuvolosità); analizzare aree molto vaste, anche luoghi difficili da raggiungere via terra, i tempi molto brevi; inoltre le misure vengono prese a intervalli regolari e frequenti con grande continuità. Esistono anche alcuni svantaggi nell'utilizzo di queste tecniche, come ad esempio il fatto che le condizioni di acquisizione hanno una certa influenza sulla qualità delle immagini e la necessità di verificare la veridicità dei dati con un sopralluogo nell'area indagata.

Un dispositivo RADAR è costituito da quattro parti: un trasmettitore, un ricevitore, un'antenna e un registratore. La capacità o meno di un sensore RADAR di osservare un oggetto dipende da molti fattori tra cui l'intensità del segnale emesso, la distanza sensore-bersaglio, la  $\lambda$  del segnale incidente e infine la *riflettività* dell'oggetto stesso. Quest'ultimo parametro dipende a sua volta da numerosi fattori sia inerenti alle caratteristiche del RADAR come ad esempio: frequenza, polarizzazione del segnale e geometria di acquisizione; sia proprietà intrinseche del bersaglio come: rugosità, umidità, dimensioni e proprietà elettriche dell'oggetto. La rugosità della superficie dell'oggetto determina la quantità di energia retrodiffusa che tornerà al sensore, più essa sarà rugosa più risulterà luminosa durante l'acquisizione, al contrario le superfici lisce appariranno nere, a causa del tipo di riflessione delle onde, che in questo caso sarà di tipo speculare, senza quindi possibilità di tornare al ricevitore (Figura 3.3). Una superficie è considerata liscia se la rugosità presente su di essa è inferiore rispetto alla  $\lambda$  del segnale.

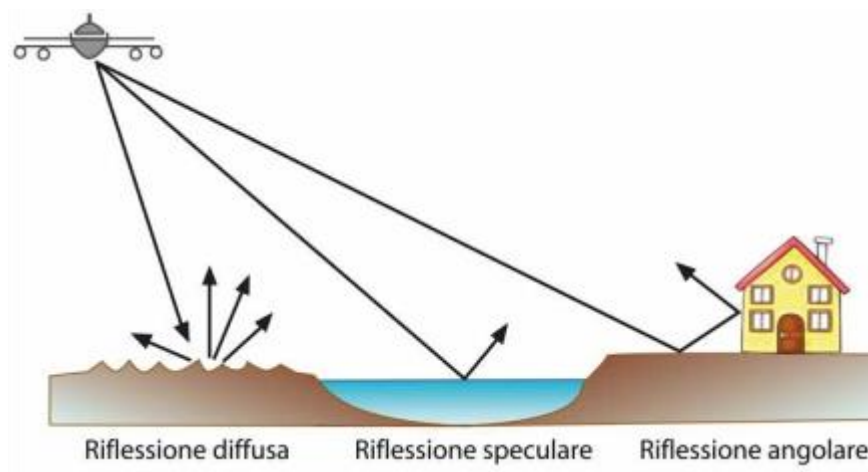


Figura 3.3: Tipologie di risposta del segnale in dipendenza della rugosità del terreno e della presenza di edifici o specchi d'acqua.

La riflessione angolare invece dipende dalla presenza di pareti perpendicolari al terreno, come ad esempio gli edifici, e ha l'effetto di amplificare il segnale retrodiffuso in quanto avvengono una o più riflessioni del segnale, questo fenomeno avviene tipicamente nelle zone densamente abitate.

L'umidità del bersaglio è un parametro molto importante perché, in virtù delle proprietà elettriche dell'acqua, ne determina la maggiore o minore capacità a lasciarsi penetrare dal segnale incidente. Un oggetto ricco d'acqua risulterà più riflettivo di uno che ne è privo, tale proprietà dipende dalla costante dielettrica del materiale e risulta particolarmente importante nel caso della vegetazione in quanto le sue proprietà variano notevolmente durante l'anno.

I sensori RADAR possono operare con bande diverse e ognuna fornisce informazioni differenti sui bersagli indagati. Le bande più utilizzate sono quelle che non interferiscono con l'atmosfera, ossia che garantiscono una *trasmissività* atmosferica vicina al 100%, in particolare i sensori più comuni sfruttano la porzione delle microonde corrispondente alle bande X, C e L (Figura 3.2, La  $\lambda$  è inversamente proporzionale alla risoluzione spaziale). Dalle immagini RADAR è possibile ricavare la distanza sensore-bersaglio, infatti sono note sia la velocità media di propagazione del segnale nell'atmosfera sia l'intervallo di tempo che passa dalla trasmissione e la ricezione del segnale.

### 3.2 GEOMETRIE DI ACQUISIZIONE DEI SATELLITI RADAR

Poiché i satelliti viaggiano lungo un'orbita il sensore RADAR acquisisce i dati inerenti a una strisciata (*swath*), con una certa inclinazione rispetto alla verticale (*nadir*). La direzione che segue l'orbita è detta *azimuth*, mentre la direzione perpendicolare si chiama *range* e cresce allontanandosi dalla linea di volo. La distanza tra antenna e bersaglio è chiamata LOS (*Line Of Sight*) o *slant range*, mentre la distanza tra la proiezione dell'orbita sulla superficie terrestre e il bersaglio è detta *ground range*. L'angolo di vista o *look angle* ( $\theta$ ) è l'angolo al vertice del triangolo costituito da satellite, bersaglio e proiezione verticale dell'orbita a terra e varia al variare del *range*, dal valore minimo al massimo. Conoscere la geometria di acquisizione è fondamentale per interpretare i dati ottenuti in modo corretto, esistono infatti due diverse configurazioni: *side-looking type* (Figura 3.4), che prevede l'osservazione laterale della scena, e *nadir-looking type*, che invece implica l'osservazione verticale. I sensori ottici sono adatti alla geometria nadirale in quanto riescono a distinguere i diversi bersagli sulla base della loro distanza angolare dalla verticale al sensore, mentre i sensori RADAR possono distinguerli solo sulla base dei diversi tempi di ritorno del segnale quindi non sarebbero in grado di distinguere due oggetti alla stessa distanza anche se in direzioni opposte rispetto alla linea di volo.

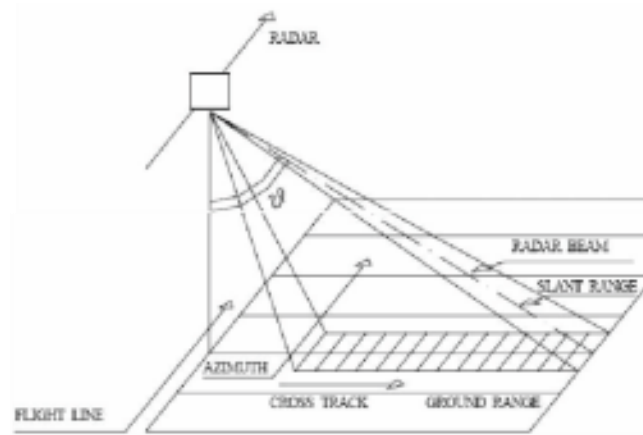


Figura 3.4: geometria di acquisizione *side-looking type* del Sistema RADAR satellitare.

Per eliminare questa spiacevole ambiguità destra-sinistra i sensori RADAR vengono sempre montati in configurazione *side-looking type*. Quest'ultimo tipo di geometria ha il vantaggio di distinguere i bersagli in base alla *slant range* senza ambiguità simmetriche, ma presenta alcuni problemi di distorsione prospettica dovuti alla rugosità della superficie terrestre (Figura 3.5):

- *Foreshortening* (distorsione prospettica): avviene quando il segnale giunge a un rilievo investendo un versante che ha un'inclinazione minore o uguale all'angolo d'incidenza del segnale stesso. A seconda dell'angolo che viene a crearsi tra fascio RADAR incidente e topografia verrà registrato un accorciamento maggiore o minore della distanza reale, l'effetto massimo si ha quando la pendenza del versante è perpendicolare alla LOS. Più un versante è accorciato più risulta luminoso in quanto l'informazione viene condensata in pochi pixel. Quindi generalmente in un immagine RADAR il versante orientato nella direzione di arrivo del segnale risulta compresso e luminoso, mentre quello nella direzione opposta sarà allungato e relativamente più scuro;
- *Layover* (scavalcamento): se il segnale giunge a un versante che ha pendenza maggiore rispetto all'angolo  $\theta$  accade che il fascio incidente sulla parte sommitale del rilievo deve percorrere meno strada rispetto a quello che lo incide alla base e quindi tornerà prima al sensore. Ciò genera uno "scavalcamento" nell'immagine RADAR, ossia è come se la cima e la base del versante venissero scambiate. Inoltre, come nel caso del *foreshortening*, il versante risulterà più luminoso perché i pixel che lo descrivono sono pochi rispetto alla distanza reale a terra.
- *Shadow* (ombra): l'angolo d'incidenza dei sensori RADAR non permette al fascio incidente di raggiungere tutta la superficie terrestre, i versanti orientati in direzione opposta al sensore rimarranno quindi in ombra. Questa mancanza di informazione è detta *shadow*, e nell'immagine RADAR apparirà come una superficie nera, senza informazioni.

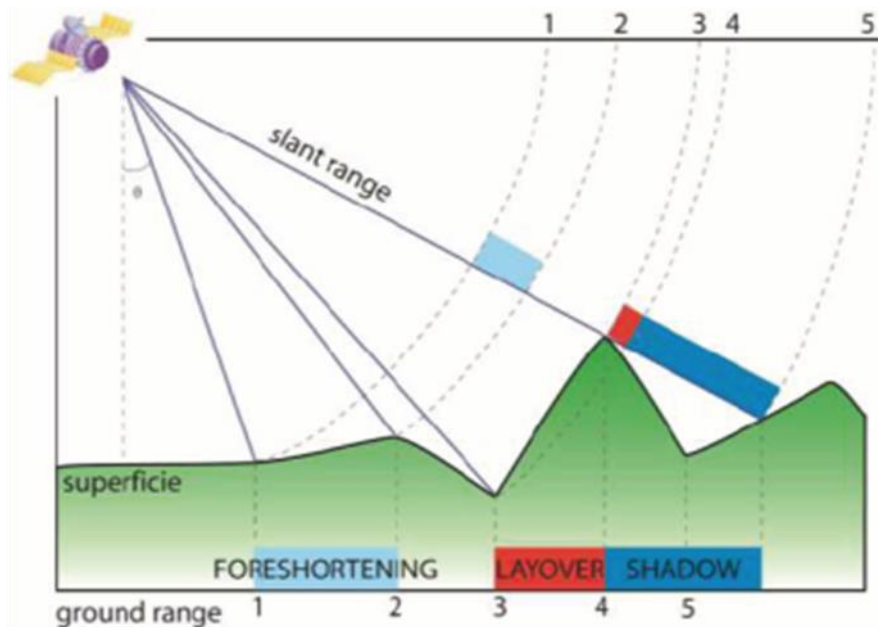


Figura 3.5: distorsioni geometriche delle immagini RADAR.

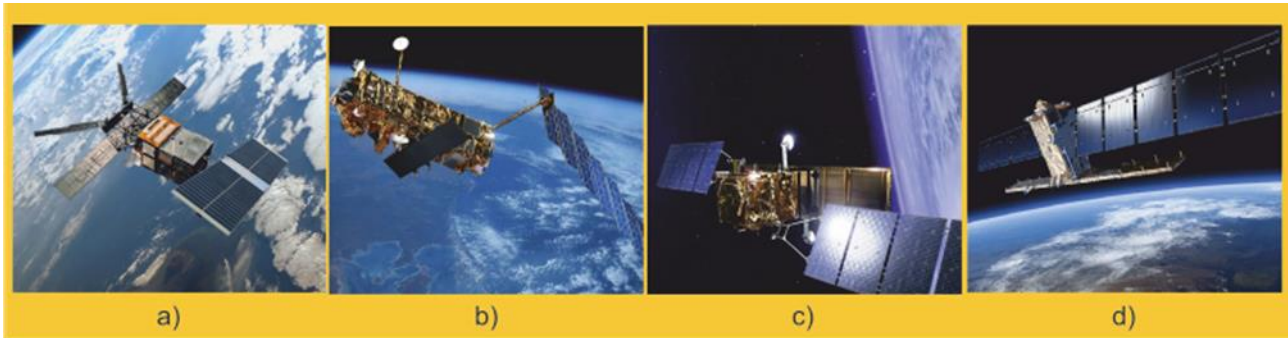
Tutte e tre le tipologie di deformazioni prospettiche delle immagini RADAR sono riconoscibili ma sfortunatamente l'unica che è possibile correggere è il *foreshortening* grazie all'utilizzo di un Modello Digitale del Terreno (DTM, *Digital Elevation Model*). Da questa considerazione risulta evidente che non tutte le aree della superficie terrestre sono predisposte per essere studiate con le tecniche RADAR, in quanto i limiti di questa tecnica potrebbero incidere pesantemente sulla fattibilità dello studio.

Le distorsioni geometriche non sono le uniche che peggiorano la qualità dell'immagine, esistono anche errori di natura radiometrica. Un classico esempio è il cosiddetto effetto *speckle*, dovuto all'interferenza tra le microonde retrodiffuse che arrivano al ricevitore. Per ogni pixel infatti arrivano più segnali corrispondenti a bersagli diversi appartenenti alla stessa cella di risoluzione, a seconda che le interferenze siano positive o negative producono rispettivamente spot più chiari o più scuri casualmente distribuiti, determinando nell'immagine RADAR una *texture* di tipo "sale e pepe", si tratta di una forma di rumore e come tale degrada la qualità dell'immagine. È possibile correggerlo mediando i valori tra i pixel adiacenti dell'immagine RADAR oppure utilizzando un'antenna *multi-looking*, però a scapito della risoluzione spaziale.

Un'altra proprietà importante del segnale è la loro polarizzazione, ossia la direzione di oscillazione del campo elettrico durante la propagazione delle onde elettromagnetiche. Infatti a seconda della polarizzazione il segnale interagirà in maniera diversa col bersaglio e ciò significa ottenere immagini RADAR diverse, cioè che mettono in luce aspetti diversi dello stesso bersaglio. Ad esempio i satelliti ERS hanno polarizzazione verticale, mentre gli ENVISAT, i COSMO SkyMed e i SENTINEL dispongono di tutte le polarizzazioni possibili.

### 3.3 I SATELLITI

Oggi esistono numerosi satelliti che vengono impiegati nel telerilevamento, di seguito vengono descritti quelli che hanno fornito i dati che sono stati utilizzati durante questo studio (Figura 3.6).



**Figura 3.6:** satelliti presi in considerazione in questo lavoro: a) ERS 1, b) ENVISAT, c) COSMO SkyMed , d) SENTINEL 1.

ERS 1 (*European Remote Sensing*, Figura 3.6.a) venne lanciato il 17 luglio del 1991 e rimase in orbita fino al 10 marzo del 2001, mentre ERS 2 analizzò la superficie terrestre dal 21 aprile 1995 fino a luglio 2011. A causa di un guasto al sistema dei giroscopi però le immagini prese da ottobre 2010 in poi sono inutili ai fini interferometrici. Questi due satelliti sono gemelli, l'unica differenza è che su ERS 2 venne montato anche uno strumento per misurare il livello di ozono atmosferico, per il resto entrambi operano in banda C e hanno una  $\lambda$  pari a 5.6 cm e una *risoluzione spaziale* di 25 m, l'angolo d'incidenza del segnale è di  $23.3^\circ$  e seguivano un'orbita polare inclinata di  $98.5^\circ$  a una distanza dalla terra pari a circa 785 km. Infine impiegando 100 minuti per compiere l'intera orbita avevano un tempo di rivisitazione di 35 giorni.

ENVISAT (*ENVironmental SATellite*, Figura 3.6.b) venne lanciato dall'ESA (Agenzia Spaziale Europea) il 1 marzo del 2002 allo scopo di studiare e misurare i fenomeni agenti sulla superficie terrestre, continuando il lavoro delle due precedenti missioni, infatti anch'esso opera in banda C e possiede  $\lambda$  e *risoluzione spaziale* identiche alla missione ERS. Su di esso sono stati montati in tutto dieci sensori tra ottici e RADAR. L'angolo d'incidenza del segnale al suolo è compreso tra i  $15^\circ$  e i  $45^\circ$ , mentre l'orbita è di tipo polare e dista 768 km dalla superficie della Terra. La missione si concluse il 9 maggio 2012 dopo dieci anni di registrazioni continue.

COSMO SkyMed (*COstellation of small Satellites for Mediterranean basin Observation*, Figura 3.6.c) è una costellazione di quattro satelliti che seguono la stessa orbita sfasati di  $90^\circ$ , pensato sia per la ricerca sia per scopi militari, è stato finanziato e realizzato dall'ASI (Agenzia Spaziale Italiana) e dal Ministero della Difesa. La quota a cui si trova la costellazione è di circa 620 km e hanno un'inclinazione di  $97.8^\circ$ . Il primo satellite è stato lanciato il 7 giugno 2007, la configurazione definitiva è stata operativa da febbraio 2012 a gennaio 2016

e ha previsto anche l'uso due satelliti francesi completi di sensori ottici. Diversamente da ERS e ENVISAT i sensori presenti in COSMO SkyMed sono stati progettati per operare in banda X, con una  $\lambda$  pari a 3 cm e una *risoluzione spaziale* di 3 m, inoltre possono essere impostate risoluzioni diverse in base alla modalità dell'acquisizione (da 1 a 100 m). Gli angoli d'incidenza possono variare da 25° a 50° e il tempo di rivisitazione considerando la costellazione completa è di soli 4 giorni (quindi ogni singolo satellite impiega 16 giorni per rivisitare una zona).

SENTINEL 1 (Figura 3.6.d) è una missione spaziale dell'ESA che fa parte del progetto *Copernicus*, è costituita da due satelliti S1A e S1B, sul primo vi è un sensore SAR (RADAR ad Apertura Sintetica) che opera in banda C. il primo satellite fu lanciato il 3 aprile 2014 con lo scopo di continuare il lavoro delle missioni ERS e ENVISAT migliorando anche la qualità delle informazioni (maggior affidabilità e tempestività di acquisizione). Attualmente tale missione è in corso e la fine delle registrazioni è prevista per il 2021. Per quanto riguarda i parametri orbitali il periodo di tempo necessario per compiere un giro dell'orbita è di circa 96-97 minuti, l'orbita è eliosincrona, il *tempo di rivisitazione* è di 12 giorni e la risoluzione spaziale è di 25 m.

### 3.4 TELERILEVAMENTO RADAR AD APERTURA SINTETICA (SAR)

Per risoluzione spaziale s'intende la minima distanza alla quale è possibile distinguere due oggetti separati come tali. Nel campo dei sensori RADAR si distinguono due tipi di risoluzione spaziale, quella lungo il *range* e quella lungo l'*azimuth*. La prima dipende dalla durata dell'impulso emesso dal trasmettitore, più breve sarà l'impulso tanto migliore sarà la risoluzione. Invece la seconda dipende dalla distanza sensore-bersaglio e dall'intensità del segnale RADAR. Quest'ultimo parametro fortemente legato alla  $\lambda$  dell'onda, la quale a sua volta è vincolata alla lunghezza dell'antenna del satellite, infatti maggiore è l'antenna minore sarà l'intensità del fascio incidente e questo permette di ottenere una risoluzione spaziale migliore. Esistono però dei limiti fisici riguardo alle dimensioni dell'antenna, ossia per ottenere una risoluzione accettabile (di qualche metro) occorrerebbero antenne estremamente lunghe (di circa un chilometro). Dato che montare un dispositivo RADAR ad Apertura Reale (RAR, *Real Aperture RADAR*) su un satellite o un aereo comporterebbe un'infinità di problemi economici e logistici, per migliorare la risoluzione spaziale si è passati a una tecnologia più evoluta: i sensori RADAR ad Apertura Sintetica (SAR, *Synthetic Aperture RADAR*). In Figura 3.7 è possibile fare un confronto tra un'immagine RAR e una SAR riguardanti la stessa area.



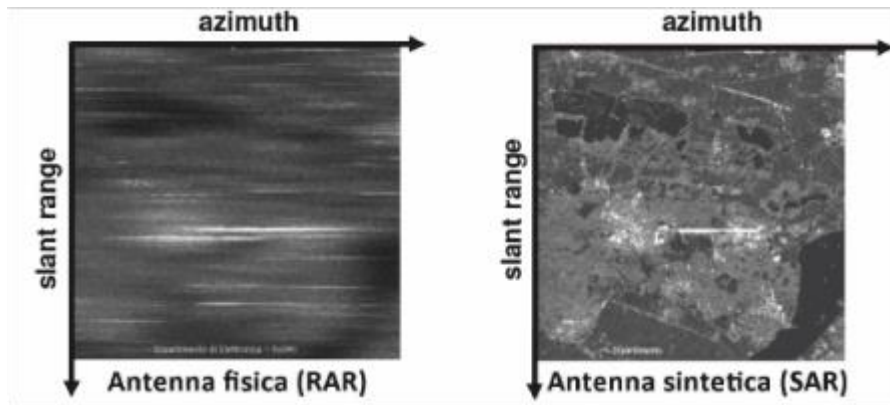


Figura 3.7: confronto tra un'immagine RAR (a sinistra) e una SAR (a destra).

Per SAR s'intende un sensore RADAR montato su satellite che sfrutta il proprio moto per simulare una lunghezza maggiore della propria antenna, al fine di migliorare la risoluzione spaziale lungo l'*azimuth*. In altre parole esso manda una serie d'impulsi sulla scena e poi li acquisisce man mano che si sposta lungo la propria orbita, in questo modo è come se l'antenna avesse delle dimensioni molto maggiori e ciò garantisce una risoluzione azimutale pari alla metà della lunghezza reale dell'antenna (le antenne usate nelle missioni ERS misuravano 10 m e permettevano di ottenere una risoluzione azimutale di 5 m). Un altro vantaggio che si acquisisce con l'utilizzo di un SAR è che la risoluzione spaziale azimutale diventa indipendente dall'altezza di volo.

### 3.5 INTERFEROMETRIA SAR (INSAR)

L'*interferometria* è lo studio della differenza di ampiezza e di fase ottenuta confrontando due immagini SAR inerenti alla stessa scena, ma che sono state prese in momenti successivi e quindi con angoli di vista leggermente diversi. L'immagine ottenuta tramite detto confronto è chiamata *interferogramma*. Questo tipo di analisi è molto utile per monitorare qualsiasi tipo di variazione della superficie terrestre (Massonet & Feigl, 1998; Rosen et al, 2000), come l'effetto di terremoti, frane e subsidenza sulla topografia preesistente (Figura 3.8); infatti l'approccio interferometrico può portare alla produzione di DEM (*Digital Elevation Model*). Per fare questo è sufficiente confrontare un'immagine SAR acquisita dopo un certo evento (ad esempio un terremoto), chiamata *slave*, con una che era stata presa prima, anche detta *master*, in questo modo è possibile evidenziare e misurare gli spostamenti subiti dai bersagli. Come si è già accennato nel paragrafo 3.2 i sensori RADAR misurano solo i tempi di ritorno del segnale retrodiffuso e la sua intensità, quindi se un dato bersaglio subisce uno spostamento, la propria distanza sensore-bersaglio cambierà e questo cambiamento verrà rilevato dal sensore come allontanamento o avvicinamento a seconda del tempo di ritorno, ne consegue che la fase subirà una variazione misurabile tra le due immagini *slave* e *master*.

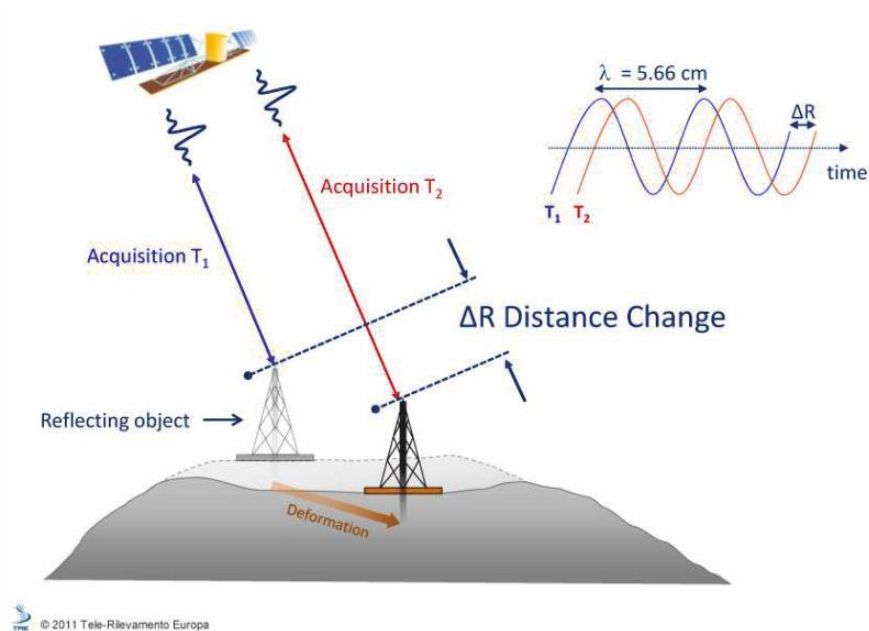


Figura 3.8: interferometria del segnale a seguito di una deformazione del terreno (Massonet & Feigl, 1998; Rosen et al, 2000).

Esistono due diverse modalità di acquisizione delle immagini InSAR: *single pass* o *dual pass*. La prima prevede la presenza di due antenne a bordo del satellite e le due acquisizioni da confrontare avvengono nello stesso istante, con una minima variazione della posizione. La seconda invece prevede l'utilizzo di una sola antenna e quindi l'acquisizione delle due immagini SAR da confrontare avviene in momenti diversi. In quest'ultimo caso le due orbite possono subire delle leggere variazioni nello spazio (da alcuni metri a centinaia di metri). Per descrivere queste imperfezioni dell'orbita si utilizzano due parametri: la *baseline spaziale* che è la distanza tra i due satelliti al momento dell'acquisizione e la *baseline temporale*, che invece descrive l'intervallo di tempo tra le due.

Poiché il segnale ha una natura periodica gli spostamenti corrispondenti a un numero intero di lunghezze d'onda non sono distinguibili tra loro perché producono la medesima differenza di fase. Un altro limite di questa tecnica è che la differenza di fase viene misurata così com'è solo lungo la LOS e quindi tutti gli spostamenti riferiti alle altre direzioni sono in realtà le proiezioni degli stessi spostamenti lungo la LOS. La fase interferometrica (o differenza di fase tra due acquisizioni) è ottenuta dalla somma di alcuni parametri:

$$\Delta\varphi = \Delta S + z + B_s + \alpha + n$$

Con  $\Delta S$  s'intende lo spostamento che il bersaglio ha subito durante le due acquisizioni,  $z$  indica la topografia dell'oggetto alla prima acquisizione, il parametro  $B_s$  indica la *baseline spaziale*,  $\alpha$  è il disturbo atmosferico e infine  $n$  indica il rumore che si verifica durante il rilevamento (*noise*). Per ottenere lo spostamento del bersaglio e la sua velocità è necessario operare delle correzioni, innanzitutto va corretto il contributo della

topografia “spianando” l’immagine attraverso un DTM (*Digital Terrain Model*), poi va corretta la baseline, in modo da diminuire la *decorrelazione* (*spaziale e temporale*) e aumentare la *coerenza* delle due immagini SAR, il passo successivo è quello di applicare dei filtri per neutralizzare il disturbo atmosferico e il rumore.

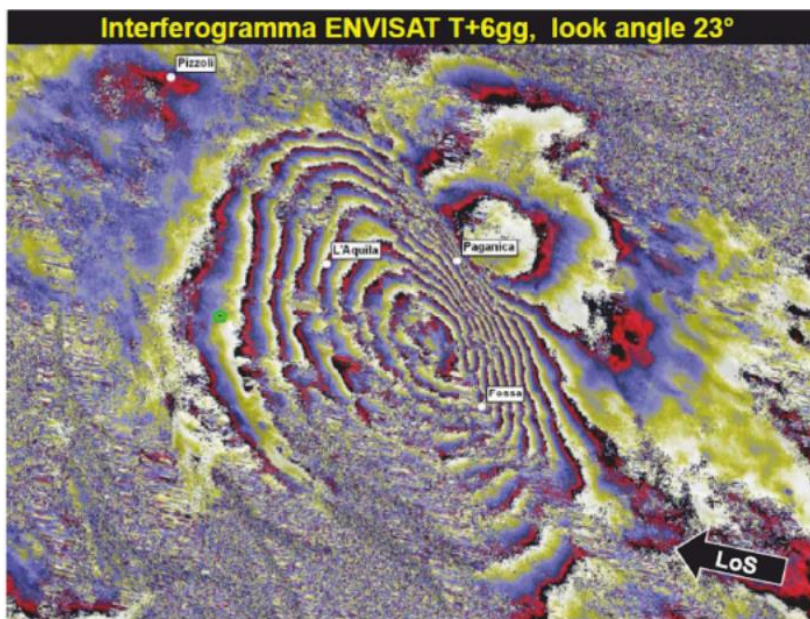


Figura 3.9: esempio di interferogramma riferito al terremoto dell’Aquila del 2009.

La *coerenza* è un parametro che esprime la costanza della risposta elettromagnetica (intensità e/o fase) tra due immagini acquisite in momenti differenti, maggiore è la *coerenza*, maggiore è la qualità dell’*interferogramma*. Essa dipende dalla *decorrelazione* spaziale (differenze delle immagini dovute alla *baseline spaziale*, se maggiore di 200 metri rende impossibile lo svolgimento dell’analisi interferometrica), da quella temporale (dovuta alla modificazione delle caratteristiche elettromagnetiche del bersaglio durante il *periodo di rivisitazione*), la presenza di vegetazione abbassa notevolmente la coerenza mentre oggetti come blocchi rocciosi o edifici mantengono un’ottima coerenza sul lungo periodo, infine anche la variabilità delle condizioni atmosferiche (umidità, pressione e temperatura) riducono notevolmente la coerenza cambiando di volta in volta la risposta elettromagnetica dei bersagli. Una volta finite le correzioni si ottiene un *interferogramma* come in Figura 3.9, in cui a ogni ripetizione delle bande colorate corrisponde una variazione della fase interferometrica equivalente a un numero intero di lunghezze d’onda, da cui si ricava il valore dello spostamento reale avvenuto sulla superficie terrestre.

Di seguito si elencano brevemente i passaggi della preparazione delle immagini SAR e del processo interferometrico, che portano dall’acquisizione del dato grezzo ad avere un’interferogramma utilizzabile per scopi scientifici:

- Focalizzazione (*focusing*): correzione della dispersione del segnale proveniente da un solo bersaglio puntuale riconducendo l'energia retrodiffusa nel pixel associato a tale oggetto, serve a migliorare la risoluzione dell'immagine;
- Multilooking: poiché spesso la risoluzione spaziale è diversa in azimuth e range con questo passaggio l'immagine viene riportata ad una geometria sovrapponibile con quella reale (la scena diventa quadrata);
- Filtraggio dello speckle: l'effetto "sale e pepe", come già accennato nel paragrafo 3.2, viene corretto con dei filtri che mediano il valore di intensità o riflettività dei pixel adiacenti, già il *multilooking* è un primo filtraggio;
- Coregistrazione: questo passaggio serve per rendere le due immagini sovrapponibili in modo da poter applicare a entrambe lo stesso sistema di riferimento, solo così sarà poi possibile calcolare la differenza di fase tra le due in modo che ad ogni pixel corrisponda la medesima cella di risoluzione a terra. Durante questa fase vengono così corrette anche tutte le distorsioni dovute al differente angolo d'incidenza e alle differenze di scala;
- Creazione dell'interferogramma: può essere costruito utilizzando due o più immagini SAR, viene fatta la differenza tra i valori di ogni singolo pixel dell'immagine slave rispetto alla master. A questo punto però emergono tutti i problemi, descritti a pag. 45, riferiti a topografia, geometria di acquisizione (*baseline spaziale*), atmosfera e rumore;
- Spianamento (*flattening*): in questa fase viene rimossa la topografia dalla fase interferometrica per mezzo di un DEM, ottenendo un'interferogramma spianato, in cui la larghezza delle frange colorate è funzione solo degli spostamenti e dei residui altimetrici, che dipenderanno dall'accuratezza del DEM;
- Filtraggio e calcolo della coerenza: dapprima viene costruita una mappa di coerenza così da dividere le aree mediamente più variabili (come mari e boschi) da quelle stabili (come città, deserti e ghiacciai), successivamente vengono applicati dei filtri per eliminare il rumore di fondo e per regolare la densità delle frange, il risultato è un'interferogramma spianato e filtrato;
- Phase unwrapping (srotolamento della fase): questo passaggio serve per eliminare l'ambiguità dovuta alla periodicità della fase in modo da rendere possibile la successiva trasformazione delle bande colorate in valori di spostamento reale effettivo (in metri), il risultato dello srotolamento è la cosiddetta *mappa di fase srotolata*;
- Orbital refinement: si tratta di una fase di perfezionamento dei parametri orbitali, vengono quindi scelti alcuni punti reali molto riconoscibili (incroci, ponti, ecc.), coerenti e comuni alle due immagini originali (*Ground Control Points*, GCP), viene poi creata una corrispondenza tra coordinate SAR e coordinate geografiche, in questo modo è possibile correggere le imprecisioni orbitali dovute alle *baseline* spaziali e temporali;
- Conversione della fase in spostamento: poiché ora la fase interferometrica è data solo dallo spostamento è possibile trasporre i valori associati alle bande colorate in velocità di spostamento;
- Georeferenziazione (*geocoding*): permette di convertire le coordinate proprie delle immagini SAR in coordinate geografiche, poiché però il sensore registra lo spostamento reale solo lungo la direzione di *slant range* è meglio fare sempre il confronto tra immagini SAR ascendenti e discendenti, in modo da ricostruire il *vettore spostamento reale*;

### 3.6 INTERFEROMETRIA DIFFERENZIALE SAR (DINSAR)

Il contributo dato dal disturbo atmosferico rimarrebbe irrisolto se ci si fermasse ai passaggi precedentemente affrontati, esso infatti viene rimosso definitivamente solo grazie all'interferometria differenziale SAR (DInSAR, *Differential Interferometric Synthetic Aperture RADAR*) poiché richiede l'uso di una serie multitemporale (*multistacking*) di immagini SAR riferite alla stessa scena allo scopo di rimuovere le interferenze climatiche per interpolazione. Inoltre vengono sfruttati anche alcuni filtri spaziali e temporali che inibiscono i corrispettivi effetti di *decorrelazione*. Il vantaggio di combinare un gran numero di immagini SAR sta nel conseguente ampio intervallo temporale necessario ad accumulare le acquisizioni, ciò significa che le condizioni climatiche hanno maggiori probabilità di cambiare e quindi la forte decorrelazione temporale funziona come filtro, eliminando la componente atmosferica, possono così essere osservate più chiaramente. Inoltre, proprio in virtù del lungo periodo indagato, questa tecnica permette di monitorare con precisione millimetrica l'evoluzione temporale delle deformazioni del terreno e questo è molto più importante di conoscere solo il punto di partenza e quello di arrivo, come nell'interferometria classica. L'unica controindicazione è che l'efficacia o meno di questa tecnica dipende strettamente dalla disponibilità di un gran numero di immagini SAR riguardanti la propria area d'interesse. L'analisi DInSAR è nata al Politecnico di Milano alla fine degli anni '90 e permette di misurare anche movimenti del terreno estremamente lenti, dell'ordine dei mm/anno.

L'interferometria differenziale SAR è particolarmente adatta allo studio dei fenomeni deformativi del terreno perché presenta numerosi vantaggi, tra cui: acquisizione h24 in qualsiasi condizione meteorologica e in qualsiasi angolo del pianeta (anche le zone meno accessibili), possibilità di analizzare rapidamente aree molto estese, l'implementazione continua delle tecnologie e di nuovi dati sempre più numerosi appartenenti a diverse agenzie spaziali. I due limiti maggiori di questa tecnica invece sono: l'incapacità di misurare spostamenti maggiori di mezza lunghezza d'onda tra celle di risoluzione adiacenti (utilizzando le microonde la variabilità misurabile dev'essere dell'ordine dei mm o cm) e l'impossibilità di misurare gli spostamenti assoluti se non lungo la direzione della LOS e quindi la componente N-S dello spostamento non può essere rilevata mentre tutti gli spostamenti intermedi vengono rilevati come proiezioni lungo la LOS.

Le tecniche più avanzate che utilizzano l'interferometria differenziale sono dette A-DInSAR (*Advanced Differential Synthetic Aperture RADAR Interferometry*) e comprendono: PS (Ferretti et al, 2001), SBAS (Berardino et al, 2002), SqueeSAR (Ferretti et al, 2011), SPN (Arnaud et al, 2003), CPT (Blanco-Sanchez et al, 2008), MT-UnSAR (Hooper, 2008) e ISBAS (Sowter et al, 2013). Esistono numerosi studi che evidenziano l'efficacia di queste tecniche interferometriche nelle applicazioni allo studio della subsidenza (Tomas et al,

2005; Strasmondo et al, 2007; Manunta et al, 2008; Sousa et al, 2010; Tomas et al, 2010; Teatini et al, 2012; Raspini et al, 2014) sostenendo che: le aree da monitorare sono spesso quelle urbanizzate e che quindi la densità dei riflettori permanenti è sufficientemente elevata nella gran parte dei casi, la subsidenza è verticale e quindi ha importanza il fatto di non riuscire a misurare lo spostamento N-S. Inoltre grazie a questi tipi di analisi è possibile ottenere molte informazioni diverse, come analizzare la subsidenza in aree vegetate (Tosi et al, 2016) combinando immagini HD in banda X (studiate con i PS) e immagini in banda L in grado di penetrare la vegetazione (studiate con le SBAS), o coniugare analisi interferometrica e informazioni di natura geologica e geomorfologica per mettere in luce i diversi comportamenti deformativi delle unità presenti nell'area studiata (Conesa-García et al, 2016). Di seguito verranno descritte le due tecniche prese in considerazione in questo lavoro di tesi: PS-DInSAR e SBAS-DInSAR. La prima si basa su pochi punti particolarmente riflettenti e coerenti, come rocce o edifici; la seconda invece sfrutta immagini acquisite con *baseline* spaziale e temporale molto basse.

### 3.6.1 PERMANENT SCATTERERS (PS-DInSAR)

I Permanent Scatterers o PS sono oggetti particolarmente riflettivi e coerenti, facili da riconoscere sia nelle immagini SAR sia sulla superficie terrestre come edifici, oggetti metallici o blocchi di roccia liberi dalla vegetazione. L'importanza di tali oggetti è da imputare alla loro mancanza di decorrelazione che permette di separare il contributo atmosferico dallo spostamento permettendo di rimuoverlo in modo definitivo. Evidentemente il valore dello spostamento calcolato in questo modo sarà allo stesso tempo molto preciso e molto circoscritto al luogo dove si trova il PS. Con la tecnica PS-DInSAR si possono ottenere: mappe contenenti i PS con le loro coordinate spaziali, il valore medio della velocità di spostamento lungo la LOS per ogni PS individuato (anche per movimenti molto lenti: mm/anno), l'evoluzione dello spostamento nell'arco di tempo preso in esame e l'altezza dei diversi PS al momento delle acquisizioni. A fronte dei numerosi vantaggi, questa tecnica presenta anche alcuni aspetti negativi: la necessità di utilizzare almeno una ventina di immagini SAR per ottenere dei risultati soddisfacenti, l'assunzione di un trend lineare del movimento dei PS nel tempo e la totale inefficacia nelle zone prive di PS, con il forte limite di avere aree localizzate di cui si dispongono informazioni molto precise vicino a vaste aree completamente prive di informazioni.

### 3.6.2 SMALL BASELINE SUBSET (SBAS)

Questa tecnica consiste invece nel produrre sequenze temporali di deformazione utilizzando interferogrammi aventi *baseline* spaziale e temporale molto basse. Risulta più efficace nelle zone prive di PS perché combina tra loro coppie di dati SAR aventi basse *baseline*, inoltre è meno sensibile al numero di immagini SAR in quanto necessita di una coerenza distribuita su un'ampia superficie, il numero minimo di

immagini necessarie per svolgere un'analisi interferometrica è 15. In ogni caso, maggiore è il numero di immagini a disposizione, migliore sarà il risultato dell'analisi (eliminazione del contributo atmosferico). I principali vantaggi di questa tecnica sono l'elevata coerenza e la maggior distribuzione spaziale dei punti analizzati e l'inibizione di errori dovuta all'abbondanza di interferogrammi (più di uno per ogni immagine SAR), mentre il limite principale è la durata dell'analisi che è da imputare alla gran quantità di passaggi necessari al processamento dei dati. I passaggi sono simili a quelli visti al paragrafo 3.5 con l'aggiunta di alcune fasi aggiuntive che servono ad eliminare gli eventuali salti di fase presenti tra pixel adiacenti (*editazione*). Alcuni di questi passaggi vanno svolti anche due volte in modo da ottenere dei risultati soddisfacenti.





## 4 LAVORO SVOLTO ED ELABORAZIONE DEI DATI

### 4.1 DATI UTILIZZATI

La raccolta dei dati di natura geologico-tessiturale è stata integrata partecipando a un campo di rilevamento tenuto dall'Università olandese di Utrecht. Sono stati effettuati alcuni carotaggi manuali con lo scopo di ricostruire la geologia lungo transetti disseminati per la campagna nei pressi di Caorle (Figura 4.1).



**Figura 4.1:** carotaggi manuali svolti dagli studenti durante il campo di rilevamento presso Caorle (VE), in particolare: a) carotaggio manuale con aste metalliche (adatte a suoli mediamente coesivi); b) fase di apertura della carota estratta; c) carotaggio manuale con aste plastiche (adatte a suoli sabbiosi).

Gli studenti sono stati suddivisi in gruppi di 4 o 5 individui e ad ogni gruppo è stato dato in dotazione: un carotiere per terreni granulari e uno per terreni coesivi, un quaderno di bordo completo di mappe di tutta l'area indagata e delle schede per compilare il contenuto delle carote che sarebbero state estratte. I risultati ottenuti con queste analisi di campagna sono stati impiegati per arricchire il *database* che descrive il sottosuolo della pianura veneto-friulana, che poi è stato utilizzato per comprendere anche la geologia dell'area prescelta.

#### 4.1.1 DATI SATELLITARI

L'acquisizione dei dati satellitari DInSAR è avvenuta durante lo stage presso il IRPI-CNR (*Istituto per la Ricerca e la Protezione Idrogeologica – Congresso Nazionale delle Ricerche*) di Padova, sotto la guida del Dottor Mantovani. Inizialmente questo lavoro doveva essere la continuazione di un progetto riguardante l'area a Nordest della Provincia di Venezia, in particolare tra Portogruaro e Caorle. L'obiettivo era quello di estrapolare le informazioni sulla velocità di subsidenza utilizzando un nuovo satellite, ALOS-PALSAR, in quanto le immagini ottenute da esso avrebbero permesso di mappare la velocità di subsidenza senza basarsi sui PS, in quanto la zona non presenta una copertura sufficiente. In seguito si sarebbero poi confrontati i risultati con quelli acquisiti dalle immagini ottenute attraverso le tecniche PS e SBAS dei satelliti utilizzati per studiare l'area nei pressi di Portogruaro (Mulè, 2016).

Per prima cosa sono state scaricate le immagini SAR dei satelliti SENTINEL, ERS e ENVISAT dai due geoportali dell'ESA (*Agenzia Spaziale Europea*) Copernicus e G-POD (*Grid Processing On Demand*), i quali consentono di scaricare le immagini per scopi di ricerca. Dal primo sono state ricavate le immagini SENTINEL riguardanti i satelliti S1A e S1B. Si sono scelte le immagini appartenenti alla strisciata che meglio comprendesse l'area da analizzare e che sono state scattate alla stessa ora e agli stessi minuti, per quanto riguarda i secondi è stato svolto un *check-up* delle immagini in modo da tollerare una variabilità di circa mezzo minuto, purché fosse ben visibile il Golfo di Venezia. In secondo luogo si è lavorato con G-POD, con il quale è stato possibile scaricare i dati dei satelliti ERS e ENVISAT. La caratteristica di G-POD è che processa direttamente le immagini prima di scaricarle, perciò al momento del *download* si ottiene l'interferogramma completo e non le singole immagini zippate come nel caso precedente. Per prima cosa è stato necessario impostare alcuni filtri per facilitare la ricerca: la tipologia di immagini da scaricare, il satellite e l'intervallo di tempo dell'acquisizione. In secondo luogo è stata impostata l'area da indagare utilizzando il rettangolo giallo presente nella schermata del programma (Figura 4.2) e il punto di focalizzazione (che in questo caso è stato messo sui capannoni commerciali di San Stino di Livenza). Grazie a questa operazione il programma è in grado di determinare le strisciate ascendenti e discendenti che intersecano l'area designata. Il geoportale permette inoltre di verificare l'estensione reale delle immagini e quindi rende possibile selezionare visivamente la strisciata in

base a due parametri: la centralità dell'area di studio e il maggior numero di riprese. Nel caso della tecnica SBAS, per ottenere risultati soddisfacenti e attendibili è necessario avere un numero minimo di venti immagini satellitari. Infine, onde evitare errori di calcolo durante il processamento sono stati rimossi i dopponi, ossia quelle immagini che sono state prese nello stesso istante.

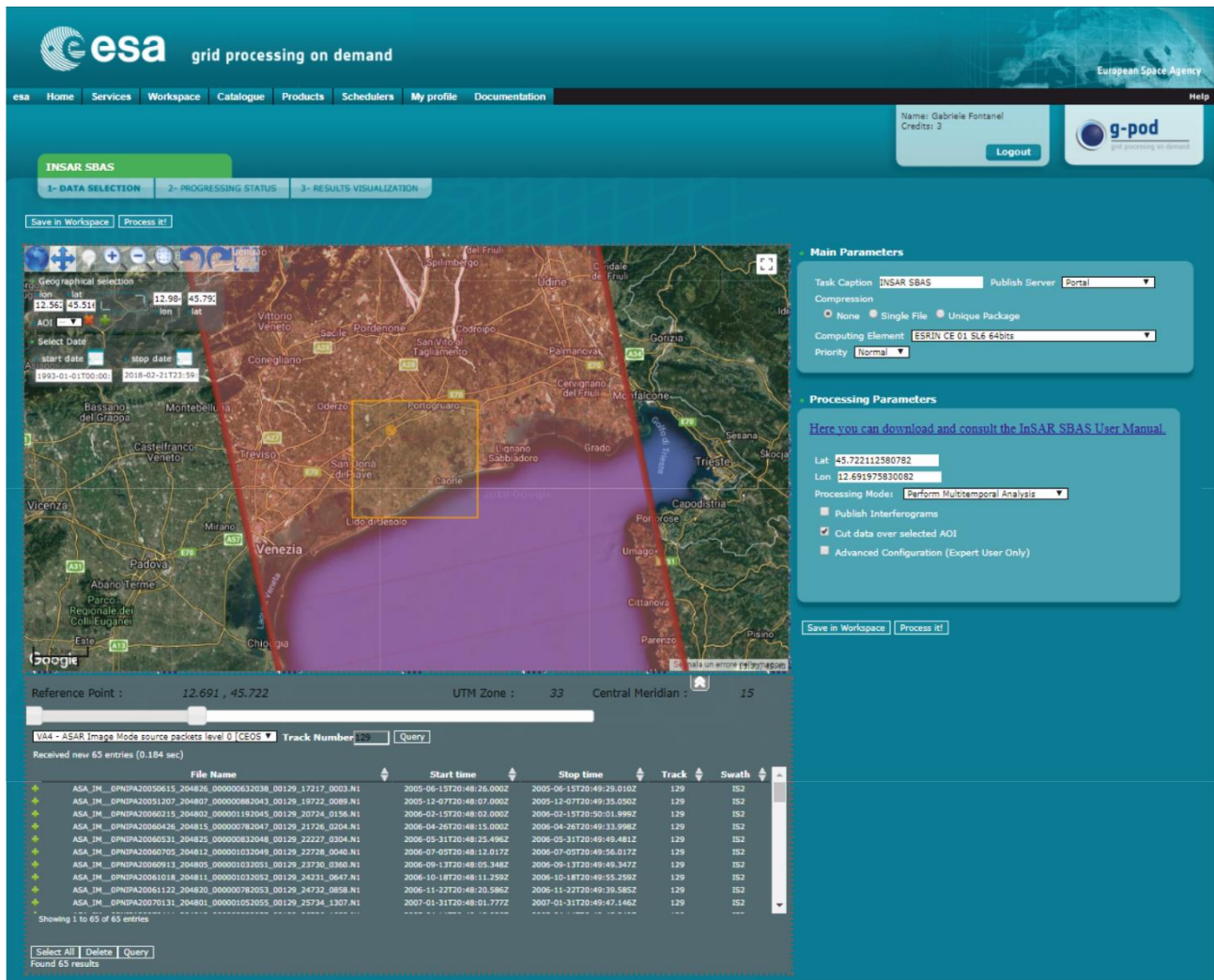


Figura 4.2: schermata di lavoro del geoportale G-POD durante l'inserimento dei parametri satellitari che precede il processamento.

Le immagini ALOS richiedevano invece l'utilizzo di un terzo geoportale, ASF (*Alaska Satellite Facility*). Oltre queste si è cercato di ottenere anche le immagini RADARSAT e JERS, ma sono stati riscontrati vari problemi. Non è stato possibile acquisire le prime in quanto il servizio era a pagamento, mentre per quanto riguarda le RADARSAT e le JERS non erano disponibili in numero sufficiente per ottenere un interferogramma soddisfacente. Quindi si è deciso di modificare l'argomento principale della tesi, optando per analizzare un'area adiacente a quella di Portogruaro utilizzando le tecnologie precedentemente applicate ad essa, cercando comunque di ricavare il maggior numero di informazioni possibili confrontando i dati bibliografici

disponibili con i dati interferometrici dei satelliti ERS, ENVISAT, COSMO-SkyMed e SENTINEL forniti dal Professor Floris.

#### 4.1.2 IL PROGETTO GIS

Il *software* utilizzato per costruire il progetto di questa tesi è *ArcGIS*. I dati di geologici geomorfologici importati in ambiente GIS sono stati forniti dal Professor Fontana e sono stati tutti georeferenziati nel sistema di coordinate WGS84-32N in modo da evitare errori di posizionamento. Il vantaggio di lavorare in ambiente GIS è la possibilità immediata di confrontare e sovrapporre diverse informazioni spaziali utilizzando un unico sistema di riferimento in modo da semplificare l'analisi e l'elaborazione dei dati. Di seguito viene presentato l'elenco delle informazioni bibliografiche prese in considerazione durante il lavoro di questa tesi:

Per prima cosa è stata importata la *basemap* (visibile in Figura 1.1) dal sito dei servizi *ArcGIS On line*, che è stata utile sia per dare il senso geografico del progetto sia per la presenza dei toponimi che permettono di capire con maggior precisione dove un certo fenomeno sia localizzato sul territorio. In seguito a questa è stata applicata una *clip*, allo scopo di limitare la visuale alla sola porzione Nordorientale della Provincia di Venezia, velocizzando il caricamento dell'immagine in GIS. In seguito, con l'aiuto del Professor Floris, è stato costruito il *dataframe* della nuova area studiata, quella definitiva, compresa tra: San Stino di Livenza (a Nord), Eraclea (a Sud), San Donà di Piave (a Ovest) e Caorle (a Est).

Il passo successivo è stato quello di caricare lo *shapefile* delle unità geologiche della Provincia di Venezia presenti nel progetto provinciale geoSIMPAV (Fontana, 2008), cercando di mantenere inalterati i colori originali relativi alle singole unità geologiche (figura 2.4), e i principali elementi geomorfologici tra cui: dossi fluviali, canali di marea, paleoalvei, cordoni litoranei rilevati e spianati (figura 2.5). Inoltre sono stati inseriti nel progetto anche i dati relativi a tessitura del suolo superficiale, DEM (risalente all'anno 2006), e mappa della profondità del tetto del LGM (Figura 4.3). Per tessitura s'intende la granulometria media presente su una particolare porzione di territorio ed è legata al fenomeno sedimentario che ne ha permesso la deposizione, in una zona di bassa pianura come quella considerata in questa tesi i suoli riscontrati più spesso stati quelli sabbiosi e limosi di origine fluviale (Figura 4.3.a). Il DEM (*Digital Elevation Model*) serve a comprendere il *microrilievo*, ossia la topografia non particolarmente accentuata presente tipicamente in ambienti di pianura rispetto al livello del mare, in bassa pianura le morfologie che più si elevano rispetto alla piana alluvionale sono i dossi fluviali più recenti, i quali sono ben visibili in Figura 4.3.b. Le *isobate* sono invece delle superfici di pari profondità di uno specifico orizzonte rispetto all'odierno livello del mare stratigrafico (Bondesan et al, 2008), in questo caso si riferiscono al tetto del LGM (Figura 4.3.c).

Per avere delle informazioni più precise riguardo al sottosuolo dell'area studiata sono stati inseriti nei progetti GIS anche i risultati dei sondaggi (*boreholes*) e le penetrometrie svolti dalla ex-Provincia di Venezia, che sono stati condotti durante numerosi studi di carattere ambientale, disponibili sul sito del Portale Cartografico della Regione del Veneto (Figura 4.3.d). Oltre a questi sono stati aggiunti anche i sondaggi svolti dall'Università di Utrecht in collaborazione con l'Università di Padova, ottenuti tramite la tecnica del carotaggio manuale, tali sondaggi arrivano a una profondità di 15 metri. Infine, per poter verificare l'evoluzione dell'utilizzo del suolo negli ultimi decenni, sono state scaricate le ortofoto aeree dal Portale del Ministero dell'Ambiente, risalenti agli anni 1989, 1996, 1998, 2006, 2012.

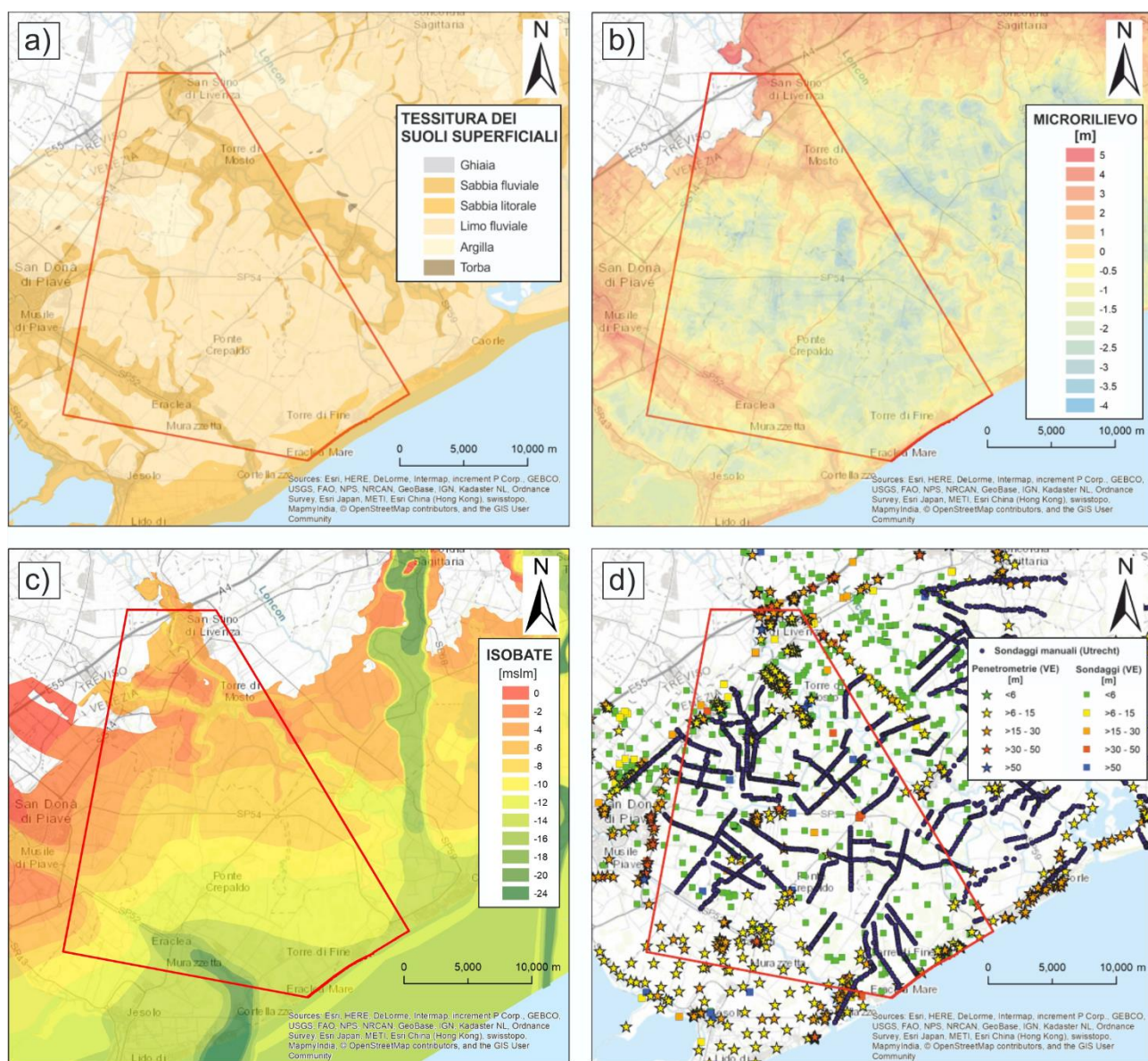


Figura 4.3: carte relative all'area studiata inerenti a differenti informazioni: a) tessitura, b) DEM (2006), c) profondità del tetto del LGM e d) sondaggi e penetrometrie.

Poiché, come si è visto in precedenza, il fenomeno della subsidenza dipende in parte dal consolidamento dei terreni, e quest'ultimo dipende dalla *conducibilità idraulica*, sono stati cercati anche i dati idrogeologici riguardanti la posizione dei pozzi ad uso civile e l'altezza piezometrica dell'area presa in esame, sfortunatamente però tali ricerche hanno avuto esito negativo in quanto non erano disponibili abbastanza dati nell'area analizzata.

I dati interferometrici utilizzati durante il lavoro di questa tesi sono stati forniti dal Professor Floris, il quale in precedenza si è occupato di acquisirli e processarli, con l'aiuto della Dottoressa Giulia Tessari. Tali dati riguardano la velocità della subsidenza riscontrata nell'area studiata dai satelliti ERS, ENVISAT, COSMO-Skymed e SENTINEL, in particolare sono state scelte solo le orbite discendenti in quanto davano un *outfit* migliore ed erano presenti per tutti e quattro i satelliti. I dati sono stati acquisiti utilizzando esclusivamente la tecnica PS-DInSAR ad eccezione del satellite ENVISAT, di cui inizialmente sono state importate nel progetto anche i risultati dei processamenti SBAS-DInSAR (Figura 4.4). Poiché infatti queste ultime risultavano poco confrontabili con le precedenti si è deciso di focalizzare lo studio solo sui PS. I dati provenienti dai satelliti ERS e ENVISAT sono quelli del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (MATTM), mentre quelli dei satelliti COSMO-Skymed e SENTINEL sono stati richiesti rispettivamente all'ASI e all'ESA, e sono stati processati dalla Dottoressa Tessari. In Figura 4.4 sono raffigurati i dati satellitari utilizzati durante il lavoro di questa tesi, ad essi è stato applicato un filtro che elimina i punti aventi valori di velocità di spostamento superiori a 10 mm/anno, ossia in netto sollevamento. Questa scelta è stata optata in primo luogo perché non si hanno evidenze di fenomeni di *uplift* agenti in questa zona, in secondo luogo perché i pochi punti che presentano valori di questo tipo sono per lo più isolati tra loro e comunque presentano una bassa coerenza temporale.

Poiché risulta complesso tener conto di ogni singolo PS durante le analisi, il passo successivo è stato quello di costruire un file *raster* che descrivesse l'andamento areale della velocità all'interno dell'area studiata. Ciò è stato possibile grazie all'interpolatore IDW (*Inverse distance weighted*, Figura 4.5) disponibile in *Arc-Toolbox*. Questo metodo garantisce un'estrapolazione lineare dei valori nelle zone della mappa che ne sono prive, infatti il valore assegnato a ciascuna cella è funzione della distanza di un numero scelto celle aventi un valore noto, ossia i singoli PS, infatti il peso di un pixel noto aumenta man mano che ci si avvicina ad esso. Inoltre per ottenere un IDW di buona qualità è necessario tener conto del numero di dati disponibili per ogni satellite, in modo da scegliere il giusto numero di PS da considerare per l'attribuzione del valore alle singole celle, ad esempio nel caso di ERS e ENVISAT l'intorno di ogni cella era costituito da una ventina di punti, mentre per i satelliti COSMO e SENTINEL i PS dovevano essere 200 per ottenere risultati ragionevoli. In Figura 4.5 si possono vedere i quattro IDW prodotti nel progetto GIS.



Figura 4.4: panoramica dei dati interferometrici utilizzati durante questo studio, in particolare: a) dati PS-ERS, b) dati PS-ENVISAT, c) dati PS-COSMO-Skymed, d) dati PS-SENTINEL, e) dati SBAS-ENVISAT.

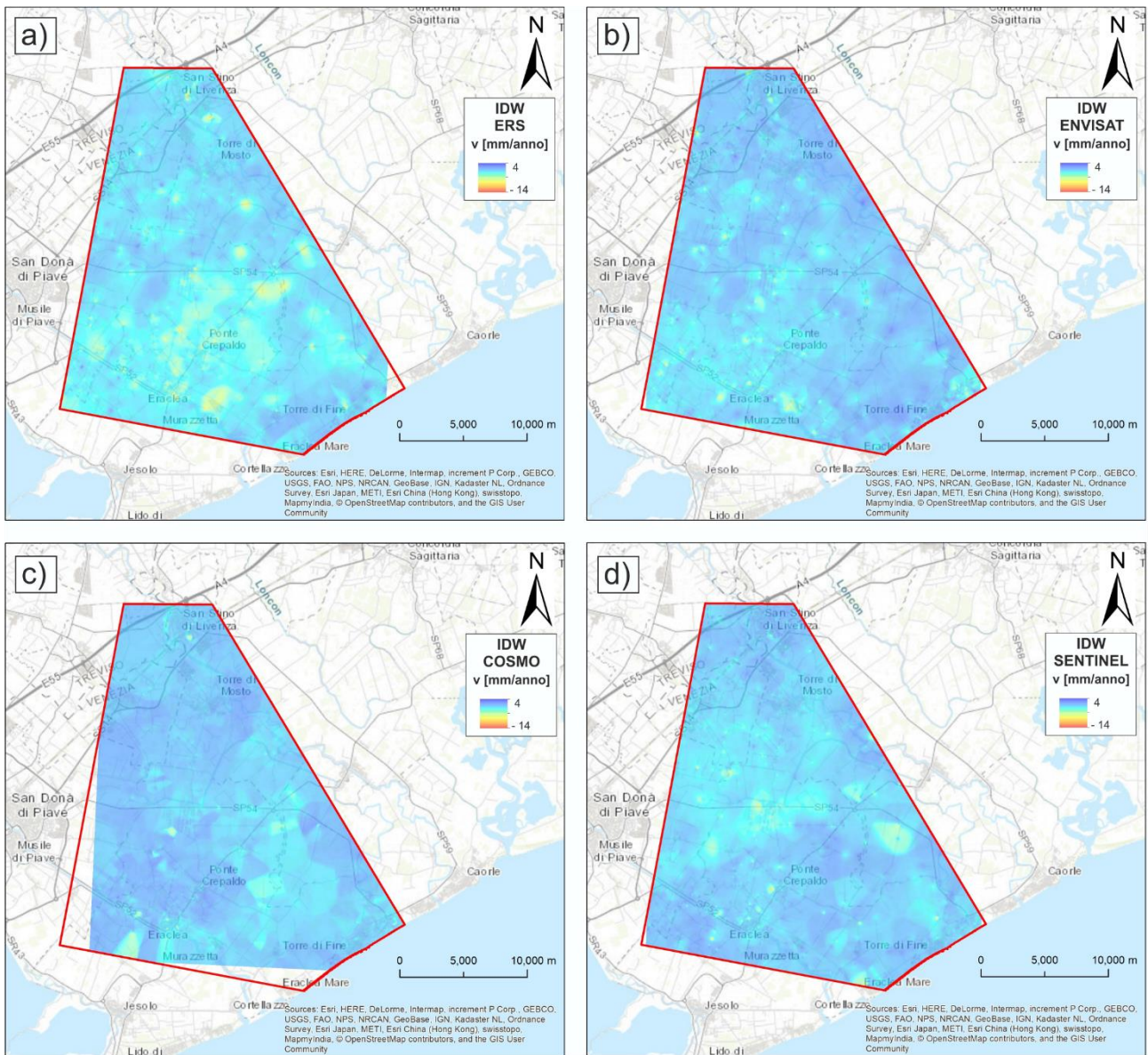
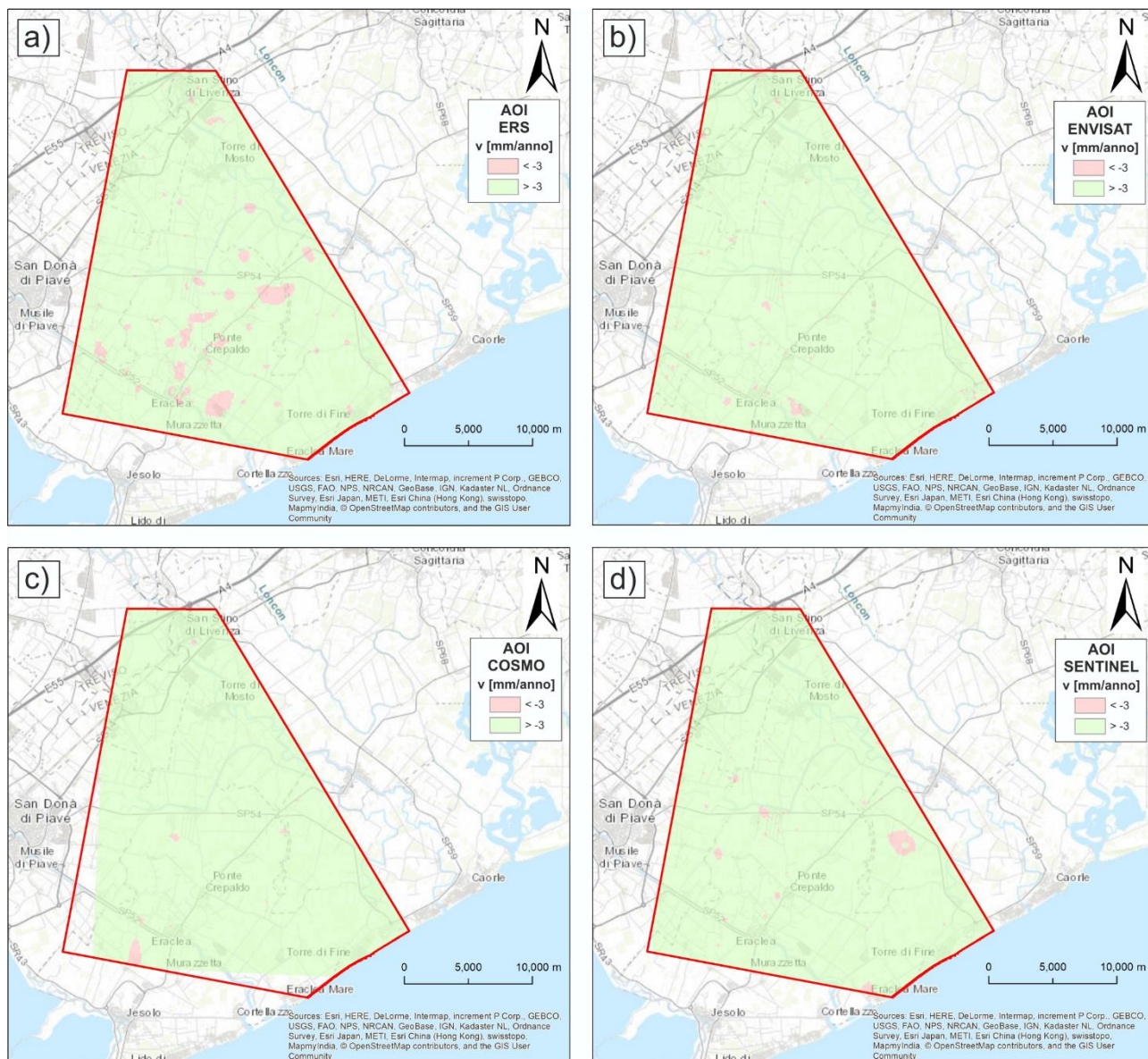


Figura 4.5: interpolazione IDW dei dati interferometrici utilizzati, in particolare: a) ERS, b) ENVISAT, c) COSMO-Skymed e d) SENTINEL.

Attraverso questo metodo d'interpolazione è stato possibile riconoscere con facilità le aree in cui l'abbassamento è stato più rapido. Lo scopo di questo passaggio era quello di individuare le zone in cui il tasso di subsidenza è più critico, in modo da focalizzarsi prevalentemente su di esse e ricavarne dei casi esemplari, che potessero spiegare le cause della subsidenza. Poiché però si è riscontrato che le aree che hanno subito un discreto abbassamento erano numerose si è deciso di utilizzare una tecnica per evidenziare maggiormente le aree che hanno subito un forte abbassamento usando l'operazione di *range* o *sottrazione* presente in *Arc-Toolbox*. Si sono quindi sottratti gli IDW illustrati in Figura 4.5 a dei secondi IDW ottenuti filtrando precedentemente i dati in modo che avessero valori di velocità minori di -3 mm/anno (inizialmente



venne fatta una prova con velocità minore di  $-2$  mm/anno, ma non era sufficientemente risolutiva). Il risultato della sottrazione è stato chiamato AOI (*Areas Of Interest*, aree d'interesse, Figura 4.6) e consiste in quattro nuovi IDW (uno per ogni satellite) in cui la variazione cromatica permane solo laddove la velocità di abbassamento è maggiore di  $3$  mm/anno, ossia nei punti più critici. Quindi l'unico utilizzo che si è fatto di queste immagini è stato quello di consultazione assieme agli IDW durante la scelta delle aree d'interesse.



**Figura 4.6:** Areas Of Interest (AOI) ottenute per sottrazione dei quattro satelliti analizzati: a) ERS, b) ENVISAT, c) COSMO-Skyimed e d) SENTINEL.

Infine sono state individuate cinque aree d'interesse (visibili in Figura 4.7) in base al confronto tra ortofoto, PS, IDW e AOI. Osservando l'intera area studiata si sarebbero potute scegliere numerose zone aventi caratteristiche simili, ma sono state scelte quelle che permettevano di osservare il fenomeno della

subsidenza da più punti di vista nel modo più evidente possibile: l'uso del suolo, le caratteristiche geologiche, la variazione dei valori associati ai PS nel tempo.

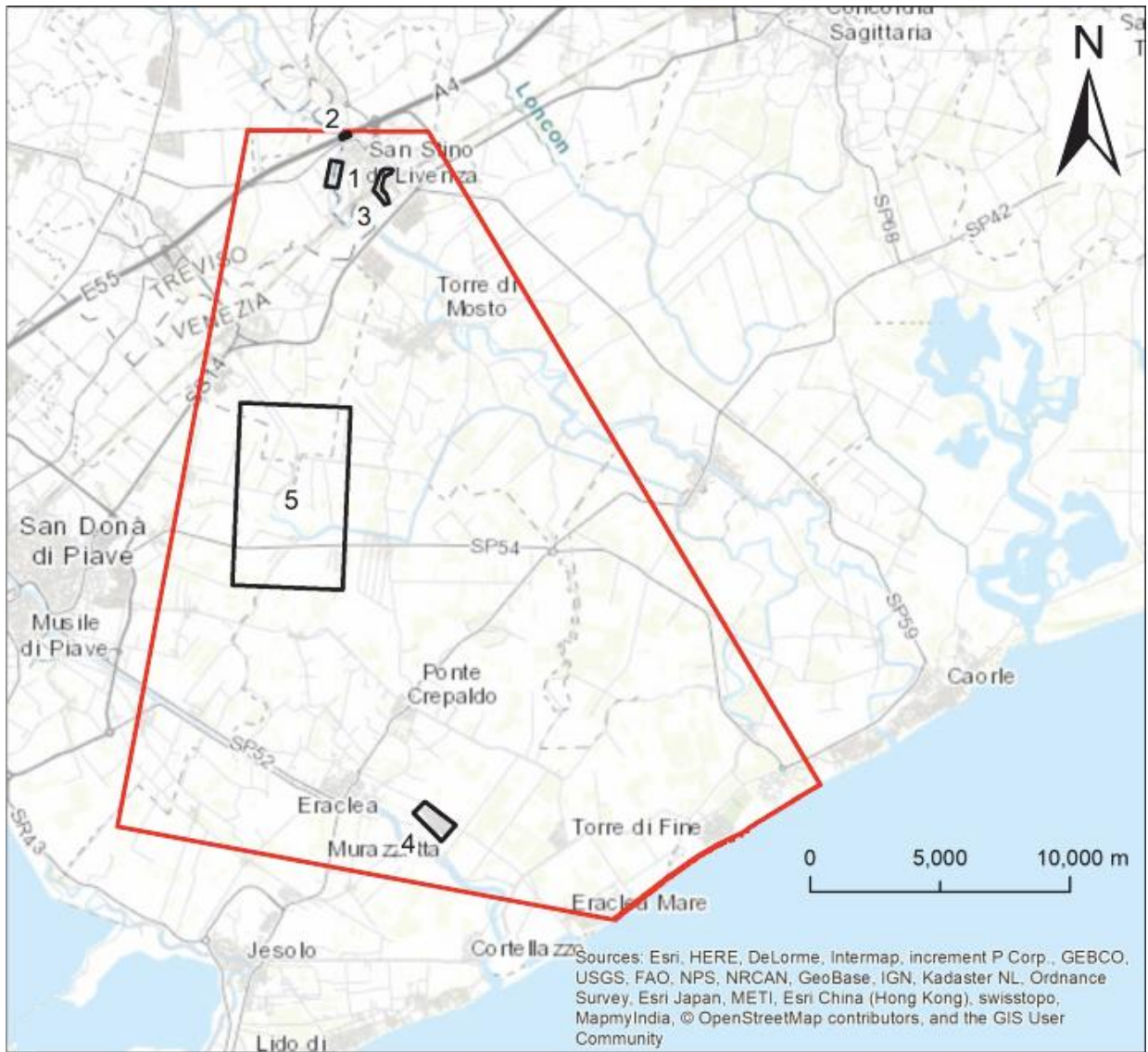


Figura 4.7: panoramica delle aree d'interesse.

Il territorio nei pressi di S. Stino di Livenza (Figura 4.8) merita un'attenzione particolare in quanto già utilizzando i PS è stato possibile riconoscere alcune morfologie fluviali, ciò è probabilmente dovuto al minor spessore dei depositi olocenici post-LGM, come si può vedere in Figura 4.3.c. Risulta comunque evidente dall'IDW di Figura 4.8.b che le zone meno stabili nei pressi di S. Stino abbiano la forma di canali fluviali più o meno attivi.



Figura 4.8: le tre aree d’interesse (in nero) del settore di S. Stino di Livenza: a) basemap, b) IDW.

Di seguito sono illustrate le cinque aree d’interesse che si è scelto di approfondire durante questo lavoro di tesi, facendo riferimento anche al motivo della loro scelta.

## 4.2 AREA 1

La prima area presa in considerazione è stata scelta a causa della distribuzione lineare dei PS nell’immagine ottenuta dal satellite COSMO-SkyMed, i quali registrano un abbassamento concentrato del terreno lungo l’argine occidentale del fiume Livenza tra il 2012 e il 2016. L’evoluzione di questo tratto di argine risulta particolarmente interessante in quanto si trova in concomitanza del meandro di un paleoalveo del Livenza che potrebbe avere delle caratteristiche idrogeologiche totalmente differenti rispetto all’area circostante e potrebbe quindi inficiare la stabilità dell’argine stesso. La grande visibilità di questo rischio è da attribuire alla presenza di un nuovo *guardrail* metallico, il quale risulta visibile solo con i sensori COSMO-SkyMed e SENTINEL. In Figura 4.9 si vede come l’IDW del satellite COSMO enfatizzi l’aumento del tasso di abbassamento relativo all’argine in questione.

Alla luce del problema in questione si è deciso di studiare quest’area analizzandone la tessitura e l’evoluzione dell’uso del suolo confrontando le fotografie aeree disponibili in *Google Earth* con i PS dei quattro satelliti considerati.

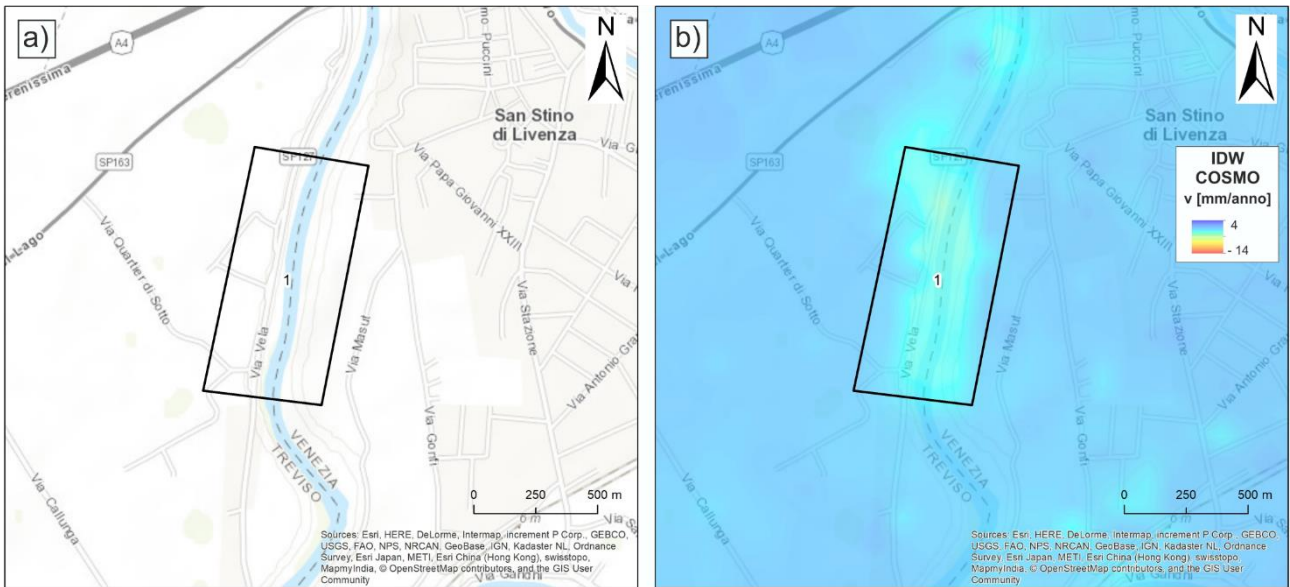


Figura 4.9: localizzazione (a) e IDW-COSMO (b) dell'Area 1.

### 4.3 AREA 2

L'Area 2 si trova un chilometro più a Nord dell'Area 1 e presenta una problematica simile alla precedente. Un *guardrail* visto con i due satelliti più recenti testimonia infatti un cedimento avvenuto sul terrapieno dell'autostrada A4 in corrispondenza dell'isola tra il fiume Livenza e il canale Malgher, a Nord di S. Stino. Anche in questo caso ci si è accorti del fenomeno osservando la distribuzione lineare dei PS e l'IDW del satellite COSMO-Skymed in quanto l'abbassamento era particolarmente evidente (Figura 4.10).

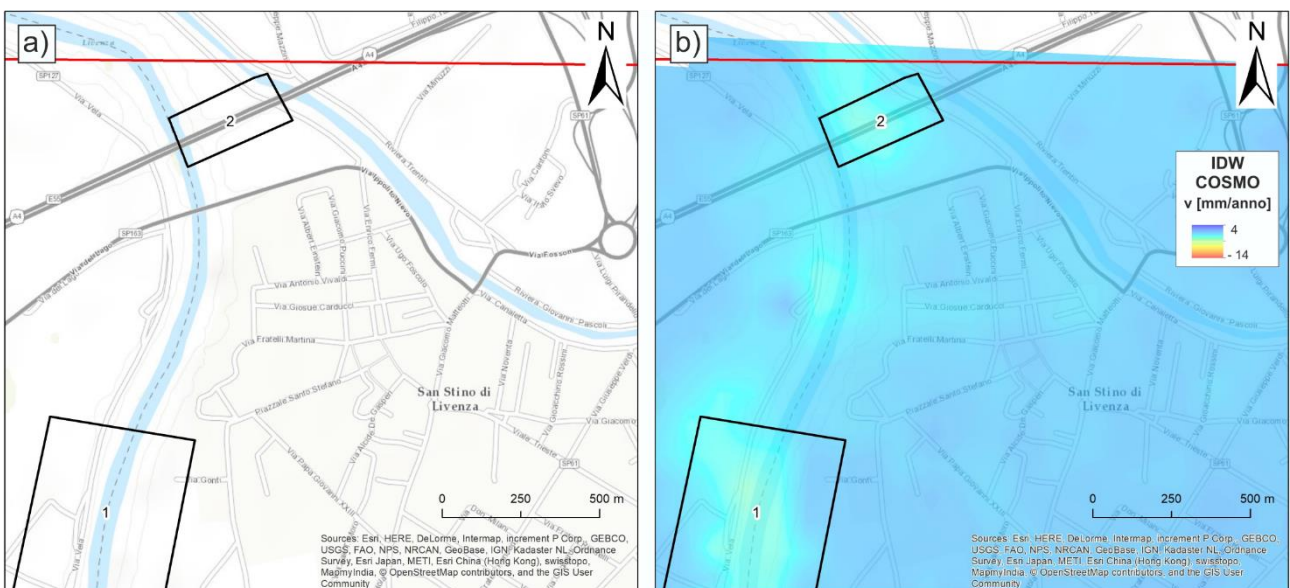


Figura 4.10: localizzazione (a) e IDW-COSMO (b) dell'Area 2.

Anche in questo caso le analisi condotte hanno previsto lo studio della tessitura e l'evoluzione del suolo, inoltre per quest'area era disponibile il profilo longitudinale eseguito durante la fase di progettazione del ponte autostradale (si veda il paragrafo 5.2) in cui sono visibili anche le unità geologiche coinvolte.

#### 4.4 AREA 3

L'Area 3 è l'ultima di quelle che fanno parte del settore di S. Stino di Livenza e si trova nella periferia della città. Questa è stata una delle prime aree ad essere individuata in quanto tutti i sensori hanno rilevato la presenza di un paleomeandro secondario nella porzione Sudorientale della città. La geometria di questa forma geomorfologica sepolta è molto evidente anche con gli IDW, in Figura 4.11 se ne può vedere un esempio ottenuto con il satellite COSMO-Skymed.

In questa zona oltre ad aver indagato la tessitura e l'evoluzione del suolo (sempre attraverso il confronto tra ortofoto e PS), come dei due casi precedenti, è stato fatto un confronto tra gli IDW dei quattro satelliti e per verificare come cambiava la velocità di abbassamento lungo il meandro si sono scelte tre sezioni per osservare la variazione della velocità tra il paleomeandro e la piana alluvionale che lo delimita. Un lavoro analogo è stato svolto durante la tesi di Mulè del 2016.



Figura 4.11: localizzazione (a) e IDW-COSMO (b) dell'Area 3.

## 4.5 AREA 4

Si tratta di un quartiere industriale costruito nei primi anni '90 a Sudest di Eraclea, nella porzione più meridionale dell'area analizzata. Negli anni successivi quest'area ha subito nuove fasi di espansione, testimoniate sia dalle foto aeree sia dalle immagini satellitari, infatti anche il numero dei PS è aumentato proporzionalmente all'espansione del quartiere industriale. L'obiettivo dello studio di quest'area è quello di comprendere come la costruzione di nuovi edifici influenzi la velocità di abbassamento del terreno. Questa zona è stata la prima ad essere scelta in quanto l'IDW del satellite ERS (il primo ad essere costruito) rilevava un forte e rapido abbassamento del terreno localizzato proprio in questo punto, non giustificabile attraverso i comuni fenomeni naturali. Tale IDW è visibile in Figura 4.12, l'ampiezza della zona anomala in questo caso dipende dalla mancanza di PS nell'intorno del quartiere industriale, in quanto è circondato da zone di campagna, e quindi, essendo l'interpolatore lineare, tende a espandere i valori dei singoli PS verso quelli adiacenti. Ne consegue che in aree ricche di PS la precisione sarà molto maggiore che in aree povere di riflettori permanenti. In quest'area si è approfondito la natura tessiturale del suolo, sia in superficie sia nel sottosuolo, per mezzo di alcune penetrometrie presenti nel sito della Regione del Veneto, da cui si sono costruite le colonne stratigrafiche per rendere più evidente il dato (si veda il paragrafo 5.4). Inoltre si è analizzata l'evoluzione della velocità di abbassamento nel periodo di acquisizione dei quattro satelliti descritti in precedenza. In questa particolare zona però si è deciso di andare più a fondo nella questione, ossia sono stati scelti quattro edifici, uno per periodo di acquisizione (ossia uno per satellite), e si è visto com'è cambiata la velocità di abbassamento in quell'area partendo dalla sua costruzione.

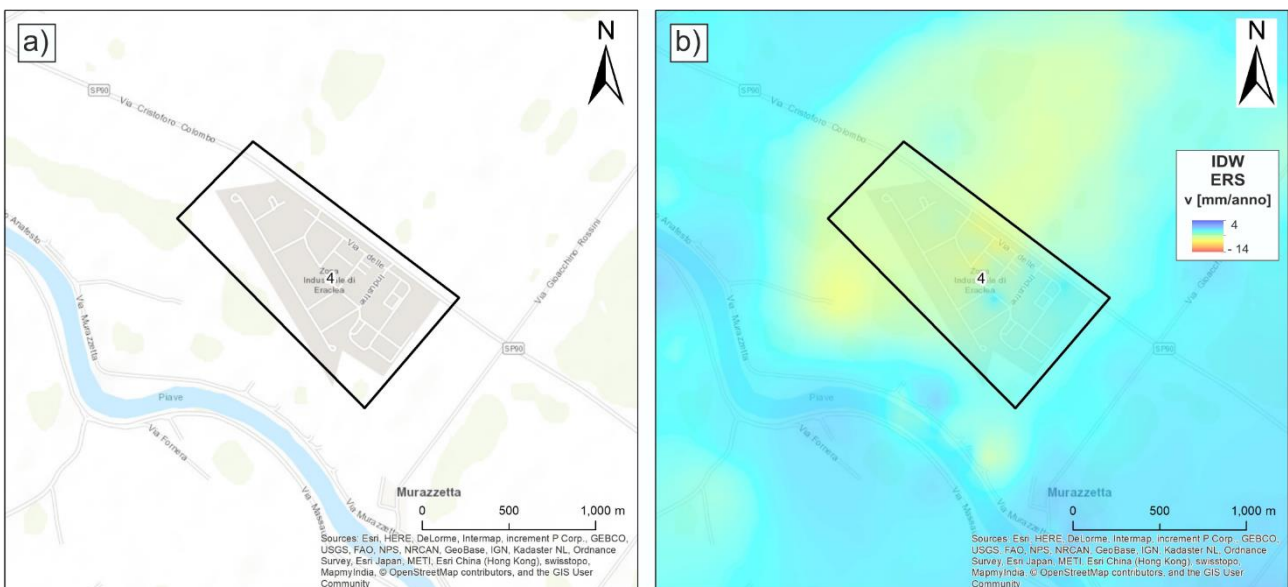


Figura 4.12: localizzazione (a) e IDW-ERS (b) dell'Area 4.

## 4.6 AREA 5

L'ultima zona che è stata scelta presenta alcune sostanziali differenze rispetto alle altre quattro. La prima è che è molto più estesa delle altre, infatti copre circa 8 km<sup>2</sup> (Figura 4.13); la seconda è che non è stata scelta basandosi sui dati ricavati dall'interferometria, bensì si è fatto un ragionamento opposto. Cioè si è voluto verificare come i sensori avrebbero registrato un'informazione geologica nota attraverso altri studi. Alcuni recenti studi condotti dal Professor Fontana infatti hanno evidenziato la presenza di un paleoalveo sepolto del Piavon orientato in direzione Nord-Sud che attraversa longitudinalmente tutta l'Area 5. Il grosso problema di questa zona è la bassa densità di PS che rende molto ardua l'interpretazione dei corpi geologici sepolti per la mancanza di segnale retrodiffuso. Un'ulteriore problema in questa situazione sta nel fatto che gli unici dati geologici di quest'area che suggeriscono la presenza di un canale inattivo in tale zona sono i sondaggi svolti dall'Università di Utrecht, i quali evidenziano la presenza di un'incisione sepolta del paleoalveo del canale Piavon (Figura 4.14).

Nonostante il quadro iniziale non sia stato tra i più favorevoli si è comunque cercato di individuare i limiti geologici dell'incisione di questo canale sepolto attraverso lo studio della geologia, grazie alle informazioni riguardanti la tessitura e i sondaggi svolti dall'Università di Utrecht, e alla costruzione degli IDW, che hanno reso più evidenti delle informazioni difficilmente correlabili tra loro a causa della distanza relativa dei singoli PS. Il sensore che meglio ha evidenziato la presenza del paleocanale è l'ENVISAT, come riscontrabile in Figura 4.13.

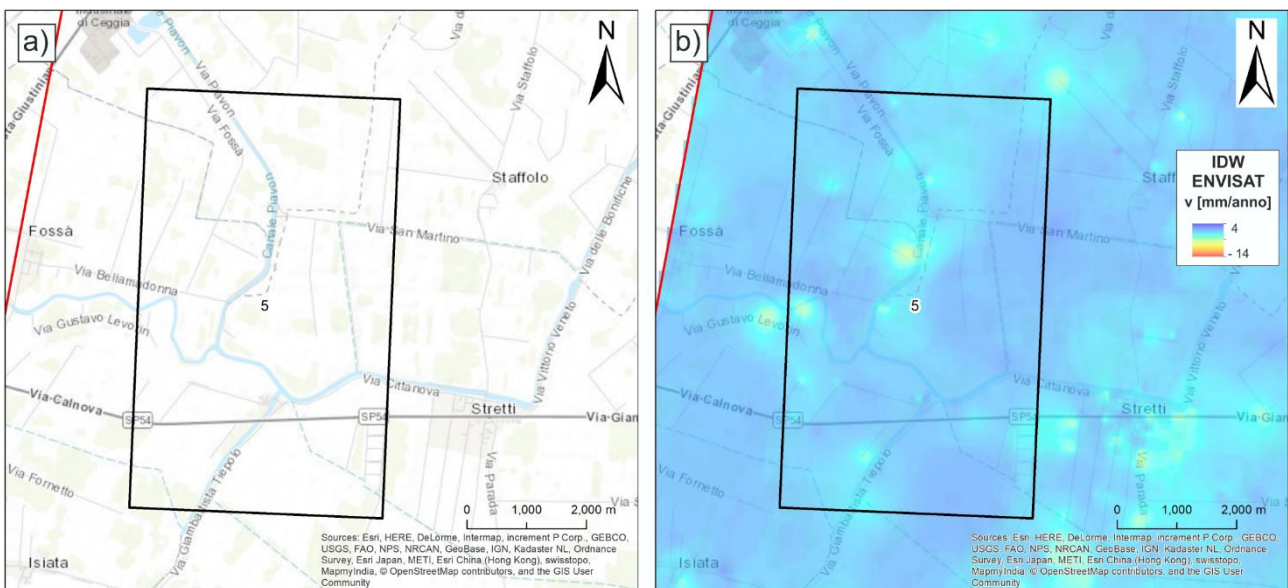


Figura 4.13: localizzazione (a) e IDW-ENVISAT (b) dell'Area 5.

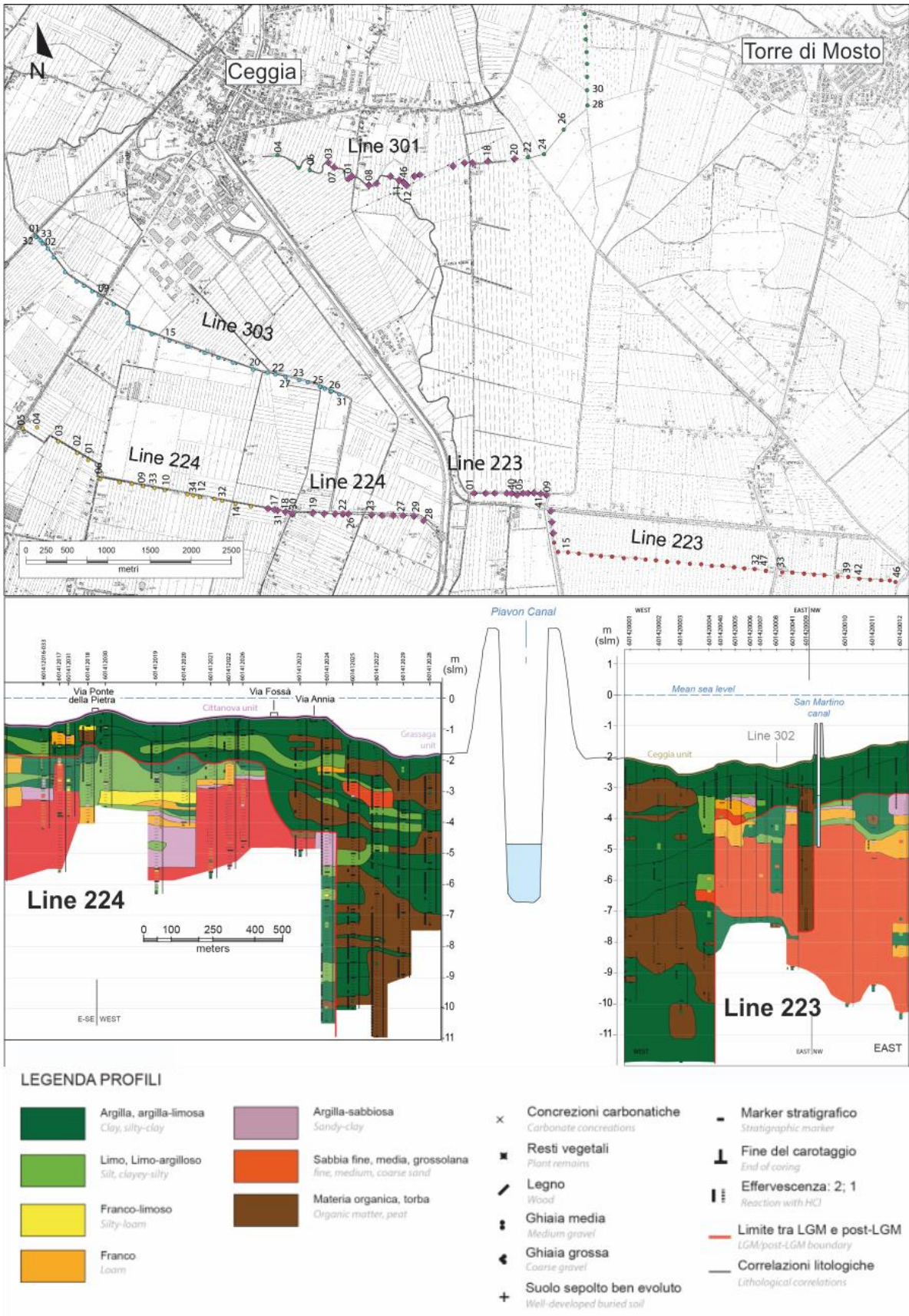


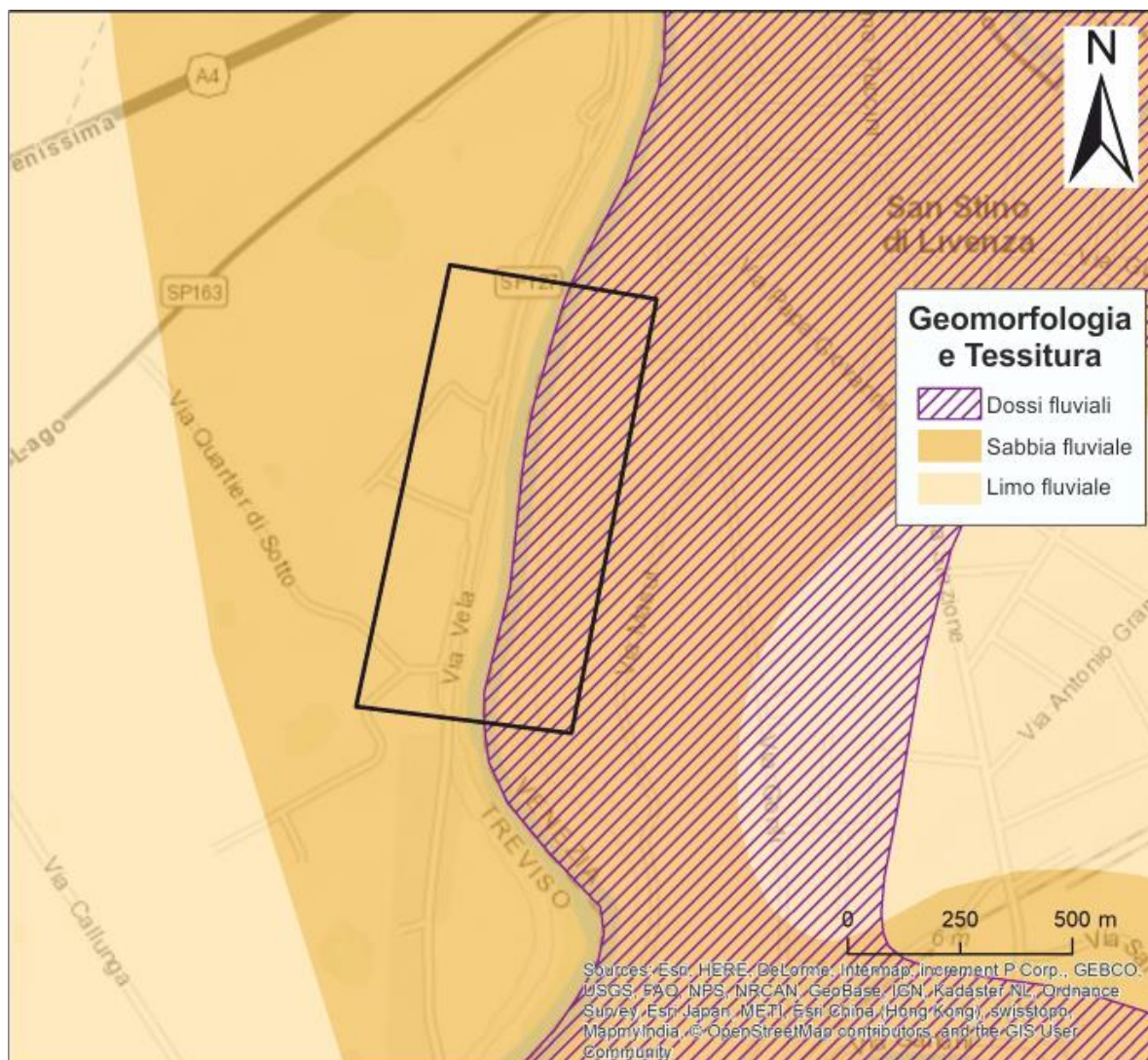
Figura 4.14: sezioni geologiche ottenute con le informazioni ricavate dai sondaggi svolti dall'Università di Utrecht.



## 5 RISULTATI E DISCUSSIONE

### 5.1 AREA 1

Innanzitutto si è costruita la carta geologica e geomorfologica dell'area 1, così da avere ben chiaro il quadro tessiturale del suolo nei pressi dell'argine (Figura 5.1).



**Figura 5.1:** inquadramento dell'area 1 comprendente i principali elementi geomorfologici e la tessitura del suolo superficiale.

Occorre però una precisazione, i dati bibliografici relativi alla geomorfologia di quest'area sono limitati alla sola provincia di Venezia, infatti tutta la porzione occidentale della Figura 5.1 non mostra alcun elemento geomorfologico. Da questa immagine si può vedere come dal punto di vista geomorfologico l'area 1 giaccia sul dosso fluviale dell'attuale fiume Livenza e la granulometria di questi depositi è tipicamente sabbiosa.

Successivamente sono stati confrontati tra loro i dati satellitari (Figura 5.2).

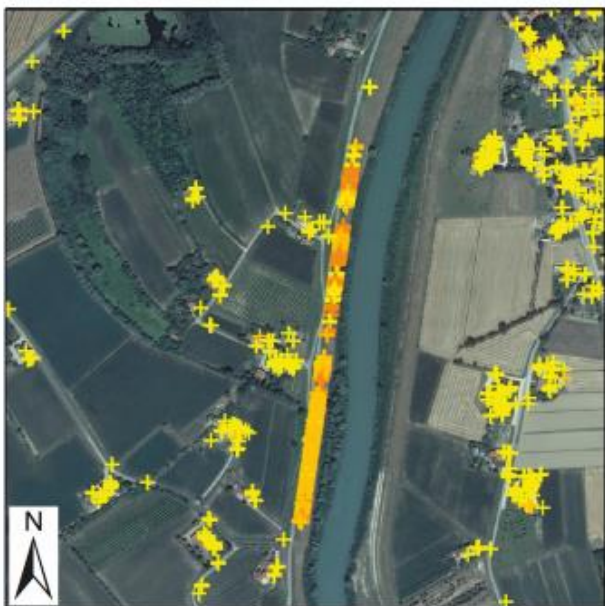
ERS



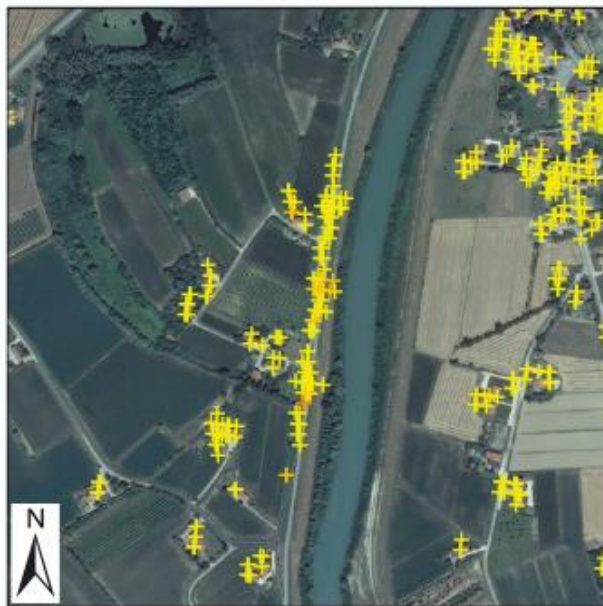
ENVISAT



COSMO-Skymed



SENTINEL



**Velocità dei PS**  
[mm/anno]

- + < -10.0
- + > -10 - -5
- + > -5 - -3
- + > -3 - -1.5
- + > -1.5 - 1.5
- + > 1.5

0 250 500 m

Figura 5.2: evoluzione della velocità di spostamento del suolo registrata nell'area 1 dai satelliti ERS, ENVISAT, COSMO e SENTINEL.

Poiché in quest'area non ci sono stati rilevanti cambiamenti nell'uso del suolo la foto aerea utilizzata nei quattro riquadri nella Figura 5.2 è la stessa, si è scelta l'ortofoto del 2012 per maggior chiarezza, essendo questa la più recente disponibile. In essa si può notare come i satelliti ERS e ENVISAT non registrino dei movimenti particolari, mentre con l'avvento del satellite COSMO-SkyMed il segnale ottenga il massimo risultato. Ciò che balza all'occhio è che negli anni successivi, durante l'acquisizione dei sensori SENTINEL, lo spostamento subisce un rallentamento. Per verificare questo fenomeno si è scaricata la serie storica delle immagini disponibili in Google Earth relative agli anni dal 2004 al 2017 (Figura 5.3). Da questo confronto si è evinto che durante le riprese del satellite COSMO-SkyMed sia avvenuta una sistemazione dell'argine occidentale del Livenza, infatti le rampe che dalla strada in cima all'argine portano alle case sono state asfaltate ed è stato cambiato il *guardrail*. Non a caso queste opere di miglioria stradale sono avvenute al passaggio tra le foto del 2010 e del 2015, proprio nel periodo di acquisizione del satellite COSMO-SkyMed (dal 2012 al 2016). Ciò significa che la motivazione principale che ha indotto l'accelerazione della velocità di abbassamento del terreno registrato sull'argine sia dovuta a tali opere di sistemazione. Inoltre poiché anche i dati SENTINEL sono stati acquisiti parzialmente in quel periodo, per poi continuare fino al 2017 (2014-2017) si può dedurre che lo spostamento abbia subito una decelerazione, probabilmente dovuta al progressivo consolidamento del suolo indotto dall'aggiunta di un carico, nel caso particolare: il *guardrail* metallico e le rampe asfaltate.

Infine un'altra importante osservazione di natura geomorfologica è la presenza di un antico *paleoalveo* sepolto dal Livenza, questa morfologia fluviale è ben riconoscibile a Ovest della zona indagata in quanto presenta una forma curvilinea bombata verso Sud (Figure 5.2 e 5.3). La presenza di un *paleomeandro* perpendicolare all'argine attuale potrebbe minare la resistenza dell'argine stesso, portando a sovrappressioni neutre che potrebbero aumentare localmente rispetto alle zone limitrofe.

Ortofoto 31/07/04 (Google Earth)



Ortofoto 08/04/10 (Google Earth)



Ortofoto 12/07/15 (Google Earth)



Ortofoto 26/06/17 (Google Earth)



0 250 500 m

Figura 5.3: evoluzione dell'area 1 osservabile attraverso le foto aeree disponibili in Google Earth.

## 5.2 AREA 2

Come si è già accennato nel capitolo precedente in quest'area sono state svolte le stesse analisi che nell'area 1 in quanto la situazione è del tutto simile, infatti si tratta di un'area in cui la sedimentazione è esclusivamente di origine fluviale e presenta una granulometria superficiale di tipo sabbioso (Figura 5.4).

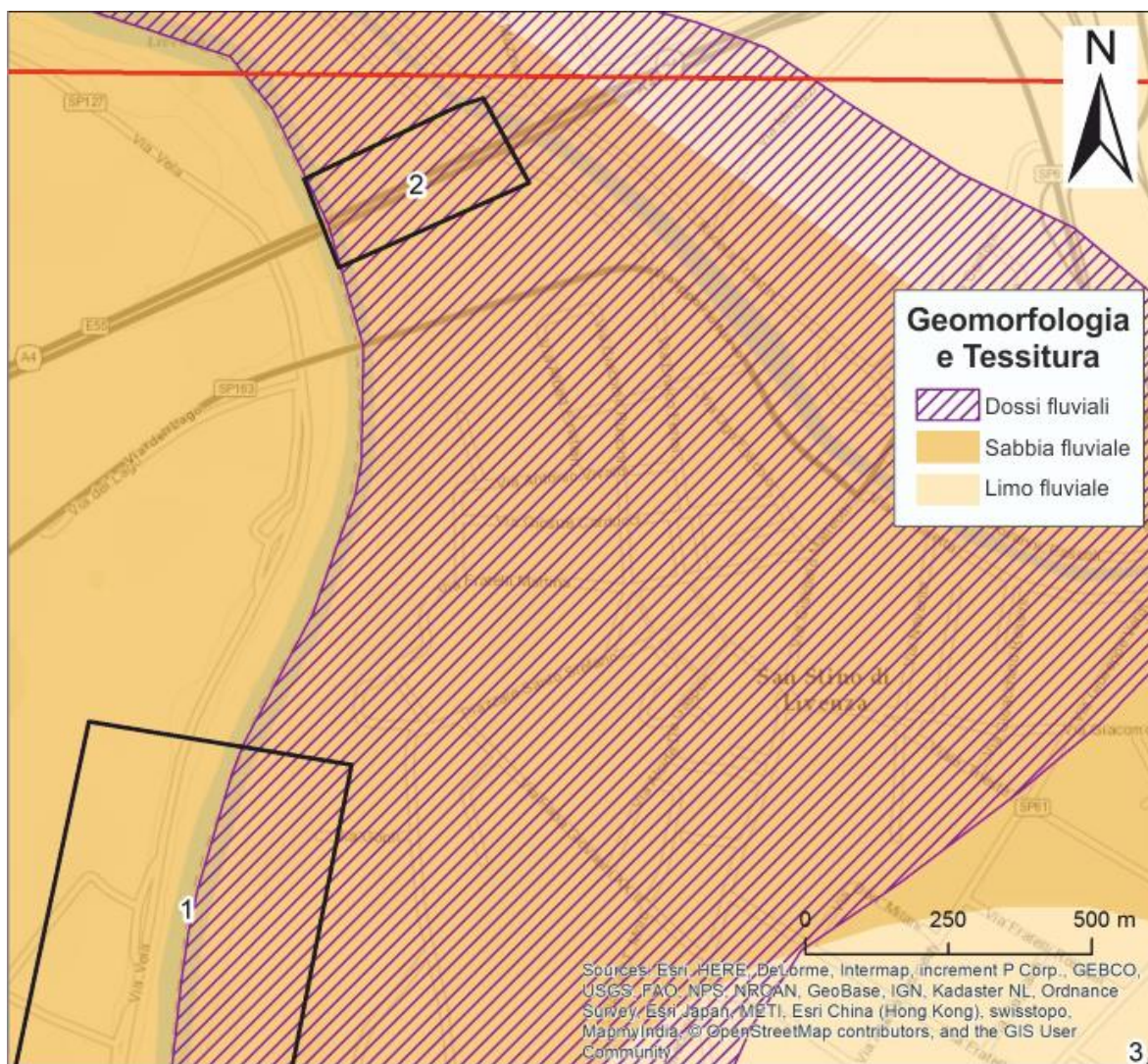


Figura 5.4: inquadramento dell'area 2 comprendente i principali elementi geomorfologici e la tessitura del suolo.

Questa volta però l'area si trova sul lato sinistro del Livenza, ed è compresa tra il fiume principale e il canale Malgher. Infatti grazie al sensore COSMO-SkyMed è stato possibile riconoscere uno spostamento verso il basso del mantello autostradale localizzato tra i due corsi d'acqua. In Figura 5.5 è possibile vedere il profilo stratigrafico costruito dal Professor Fontana durante la fase di progettazione dei lavori del ponte autostradale, le unità geologiche sono le stesse descritte al capitolo 2 (pagg. 23-27).

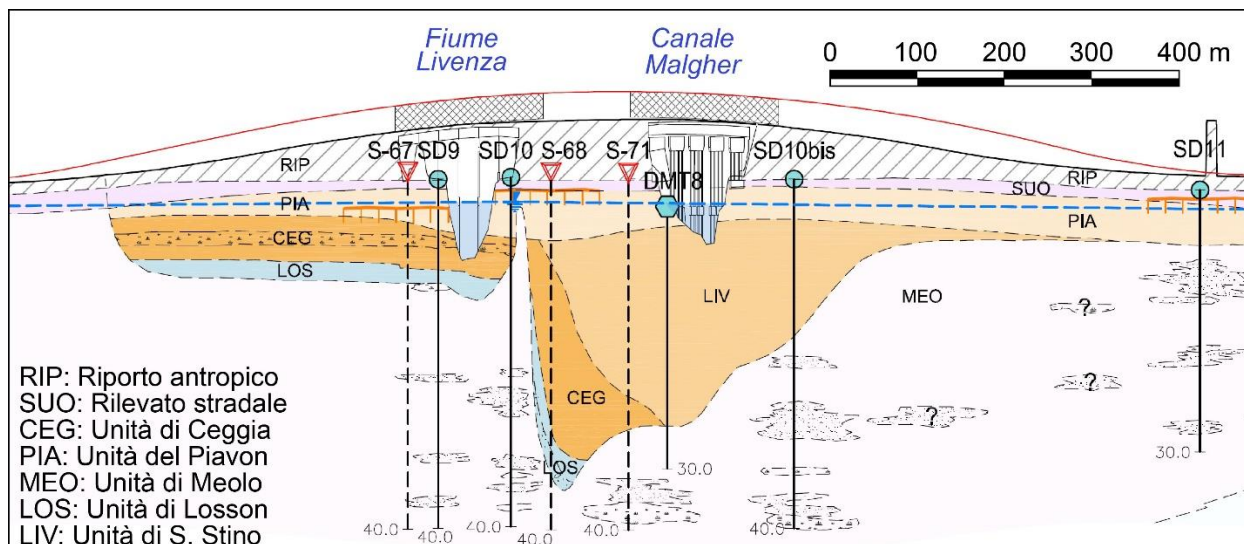


Figura 5.5: profilo geologico inerente al progetto del ponte autostradale (Linea A4).

L'ipotesi iniziale era quella di attribuire il cedimento del suolo alla deposizione del terrapieno e alla costruzione dei ponti e dell'autostrada. Tale ipotesi è stata poi smentita osservando i risultati dei PS in quanto i primi due satelliti in scala temporale, ERS e ENVISAT, non hanno registrato spostamenti particolari, benché il ponte risalga ai decenni precedenti al periodo di acquisizione ERS, mentre i dati COSMO-SkyMed rilevano un forte abbassamento dell'area compresa tra i due corsi d'acqua (Figura 5.6). Alla base dell'abbassamento del terrapieno c'è un incidente avvenuto l'8 agosto 2008, in cui un trattore stradale con rimorchio ha invaso la corsia opposta provocando la distruzione della barriera tra le due corsie dell'autostrada. A seguito di questo fatto sono state posizionate delle nuove barriere spartitraffico di tipo "new jersey", ognuna delle quali ha un peso medio di 1,7 tonnellate, quindi la spiegazione del fenomeno che si è data in quest'area è che il peso dell'intera barriera spartitraffico abbia un peso sufficiente a deformare il terrapieno sottostante. A confermare tale ipotesi sono i dati relativi al satellite SENTINEL, in quanto segnala un rallentamento dell'abbassamento della topografia superficiale, dovuto al raggiungimento di un nuovo equilibrio delle forze agenti nel suolo. La base utilizzata per le immagini di Figura 5.6 è ancora una volta l'ortofoto del 2012 perché più riconoscibile delle altre.

La Figura 5.7 invece mostra il confronto tra le ortofoto prese negli anni che vanno dal 1989 al 2012, tali fotografie sono state utilizzate in ogni area d'interesse per verificare l'evoluzione dell'uso del suolo durante il periodo dell'acquisizione dei dati satellitari. In questo caso non sono visibili variazioni particolarmente rilevanti nelle costruzioni, ciò significa che il terrapieno dell'autostrada A4 era già presente da prima dell'inizio delle riprese satellitari.

ERS



ENVISAT



COSMO-Skymed



SENTINEL



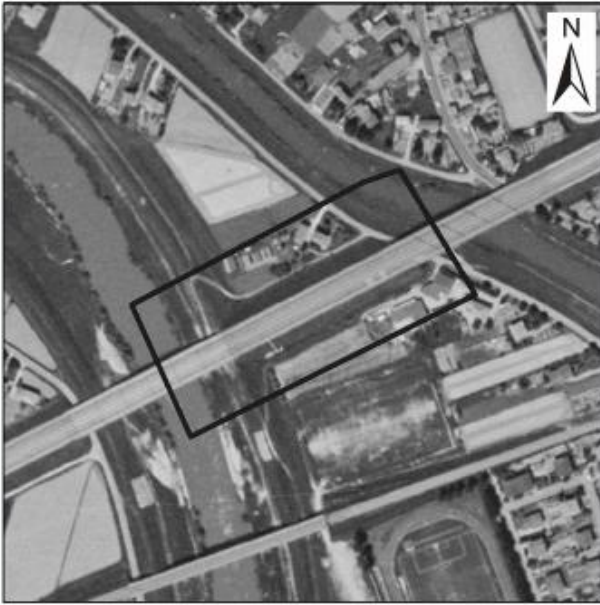
**Velocità dei PS**  
[mm/anno]

- + < -10.0
- + > -10 - -5
- + > -5 - -3
- + > -3 - -1.5
- + > -1.5 - 1.5
- + > 1.5

0 125 250 m

Figura 5.6: evoluzione della velocità di spostamento del suolo registrata nell'area 2 dai satelliti ERS, ENVISAT, COSMO e SENTINEL.

Ortofoto 23/04/89



Ortofoto 08/96



Ortofoto 16/10/06



Ortofoto 06/12

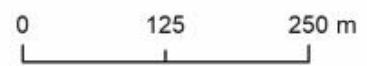
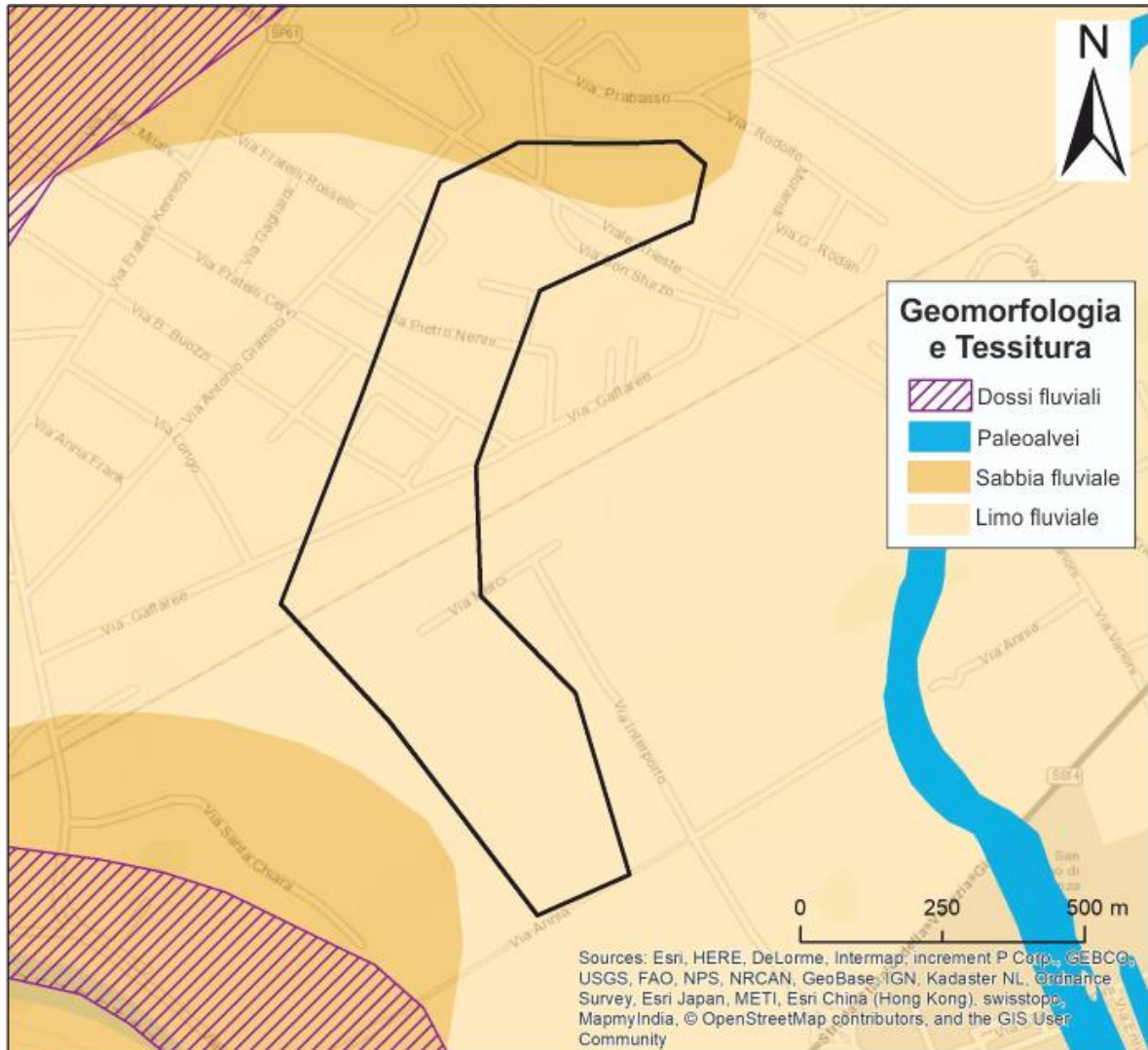


Figura 5.7: evoluzione dell'area 2 osservabile attraverso le ortofoto del periodo di acquisizione dei dati interferometrici.



### 5.3 AREA 3

Stando ai dati tessiturali in Figura 5.8 l'area 3 è collocata sulla piana inondabile, lontano dal corso attuale del Livenza. Infatti la granulometria è minore rispetto ai due casi precedenti passando da sabbie a limi di origine fluviale.



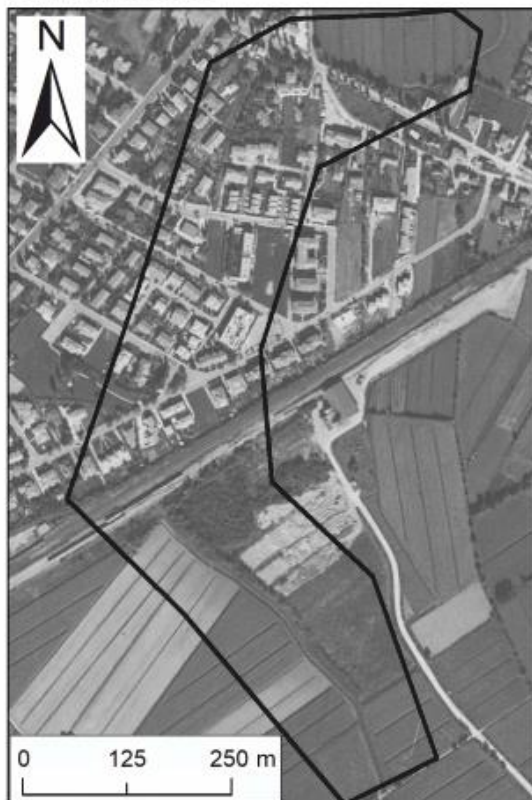
**Figura 5.8:** inquadramento dell'area 3 comprendente i principali elementi geomorfologici e la tessitura del suolo superficiale.

Come già accennato in precedenza questa è una delle aree che sono state individuate più facilmente in quanto tutti i sensori hanno registrato un abbassamento del terreno all'interno dell'ansa sepolta del canale secondario in questione, rendendolo particolarmente riconoscibile malgrado sia inattivo. Nelle figure seguenti (Figure 5.9 – 5.12) è stata ricostruita l'evoluzione dell'uso del suolo confrontando le ortofoto dal 1989 fino al 2012 (in alto) con i rispettivi dati PS satellitari (in basso). Inoltre sono stati separati i singoli passaggi in modo da verificare velocemente la costruzione degli edifici e osservare il loro effetto sul territorio.

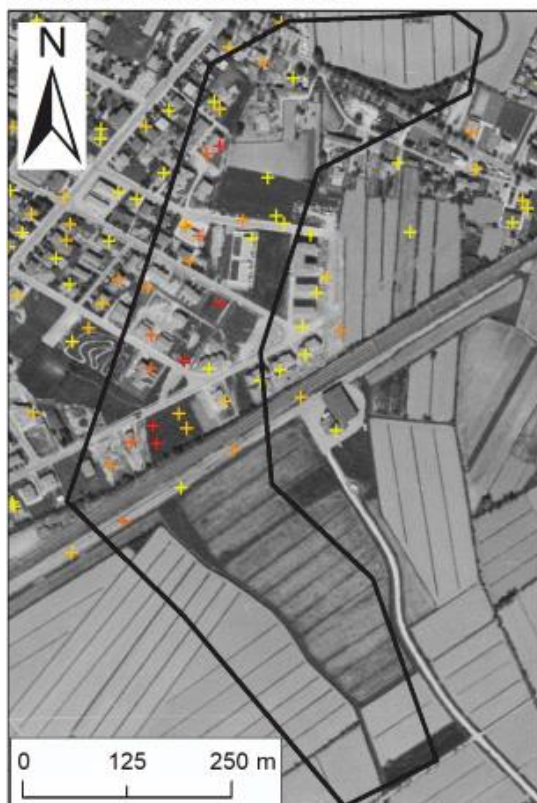
Ortofoto 23/04/89



Ortofoto 08/96



Ortofoto 23/04/89 - ERS

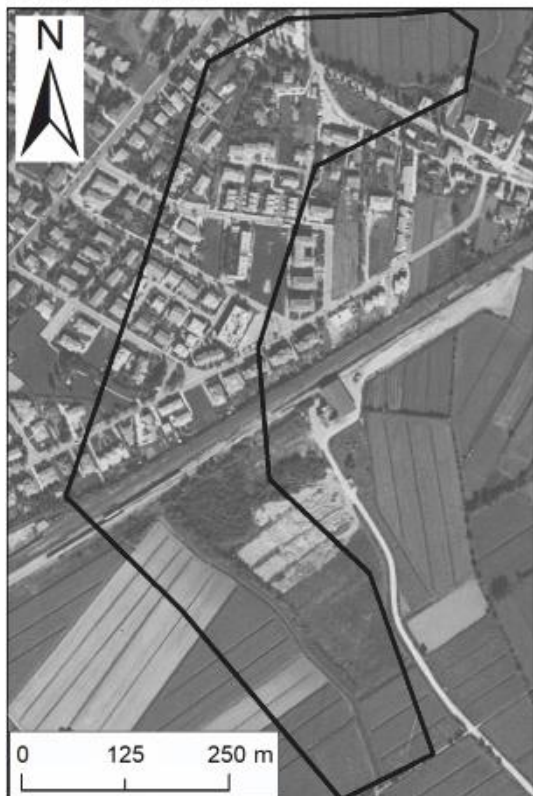


Ortofoto 08/96 - ERS



Figura 5.9: confronto tra ortofoto (dal '89 al '96) e variazione della velocità registrata dai PS-ERS (dal '92 al '00) nell'area 3.

Ortofoto 08/96



Ortofoto 16/10/06



Ortofoto 08/96 - ERS



Ortofoto 16/10/06 - ENVISAT

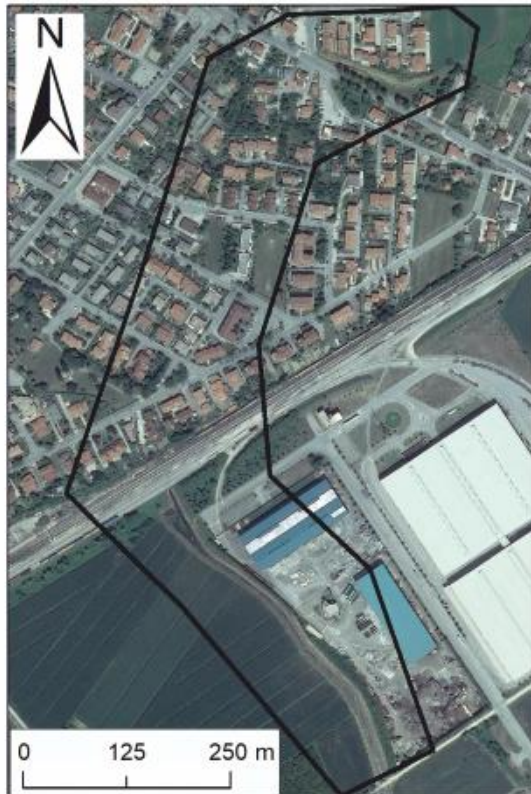


Figura 5.10: confronto tra ortofoto (dal '96 al '06) e variazione della velocità registrata dai PS-ENVISAT (dal '02 al '10) nell'area 3.

Ortofoto 16/10/06



Ortofoto 07/12



Ortofoto 16/10/06 - ENVISAT



Ortofoto 07/12 - COSMO-SkyMed



Figura 5.11: confronto tra ortofoto (dal '06 al '12) e variazione della velocità registrata dai PS-COSMO (dal '12 al '16) nell'area 3.

Ortofoto 07/12



**Velocità dei PS**  
[mm/anno]

- + < -10.0
- + > -10 - -5
- + > -5 - -3
- + > -3 - -1.5
- + > -1.5 - 1.5
- + > 1.5

Ortofoto 07/12 - COSMO-Skymed



Ortofoto 07/12 - SENTINEL



Figura 5.12: confronto tra ortofoto (2012) e variazione della velocità registrata dai PS-SENTINEL (dal '14 al '17) nell'area 3.

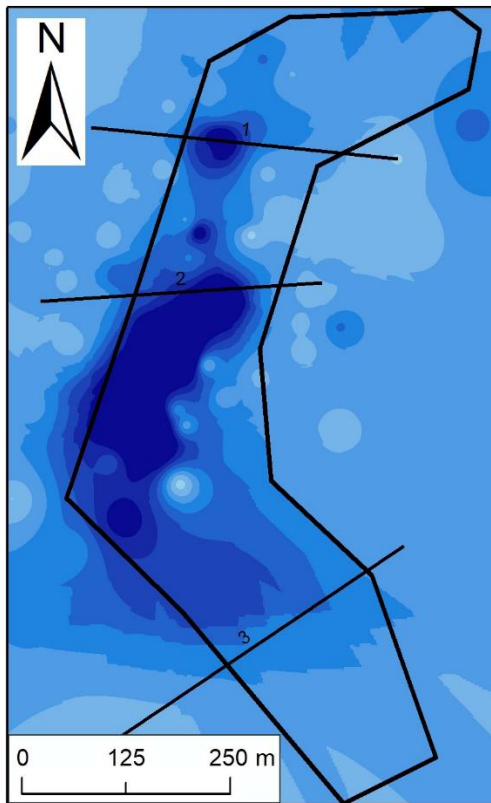
In questo caso appare evidente come la costruzione di nuovi edifici arrechi abbassamento nel terreno solamente nella zona interessata dalla presenza del meandro sepolto del Livenza. Per poter misurare quantitativamente la velocità lungo il canale disattivato sono stati costruiti gli IDW dei singoli sensori (Figura 5.13) e poi sono stati messi a confronto in modo da osservare il *trend* evolutivo della velocità di abbassamento nell'area 3.

Osservando la Figura 5.13 risulta subito evidente come gli IDW dei satelliti ERS e ENVISAT appaiano molto più *smooth* rispetto agli altri due. Questo effetto dipende dalle dimensioni delle rispettive *celle di risoluzione* dei singoli sensori, mentre i primi due hanno una dimensione reale del *pixel* di 25 m il satellite COSMO-Skymed ne possiede una da 3 m. Tale effetto dipende anche dalla presenza o meno di riflettori permanenti, infatti anche nel caso di piccole celle risolutive è possibile ottenere degli "occhi", basta infatti che alcuni dati siano isolati dagli altri e l'interpolatore tende a ingrandire l'effetto del PS solitario, come si può osservare in Figura 5.13.

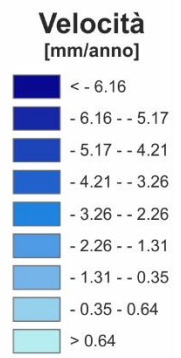
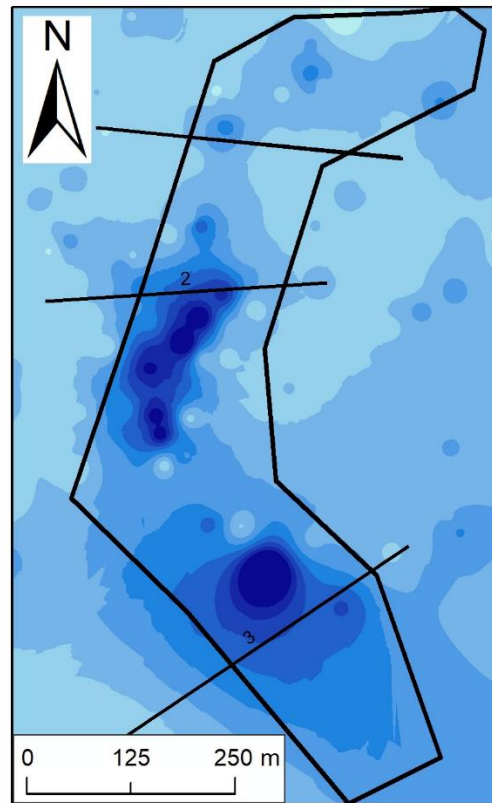
Infine, in base agli IDW, sono state scelte tre linee trasversali al percorso del meandro in modo che passassero in punti in cui la velocità di abbassamento fosse ben visibile, allo scopo di ottenere delle sezioni di velocità che suggerissero la posizione dei paleo-argini di questo canale secondario. In Figura 5.14 sono visibili i tre grafici prodotti con *Excel* che riassumono i valori lineari della velocità di abbassamento lungo le tre sezioni e confrontano i risultati ottenuti con i quattro diversi satelliti (che corrispondono a quattro periodi successivi). Come si può vedere in Figura 5.14 non tutte le sezioni mostrano un *trend* in rallentamento, infatti ciò dipende dal momento in cui viene costruito l'edificio che produce l'abbassamento, ad esempio se esso è costruito durante le riprese ERS ci si aspetta che il consolidamento del terreno avvenga negli anni successivi (durante il "periodo ENVISAT"), mentre se la costruzione è più recente il fenomeno di abbassamento potrebbe essere ancora in atto e quindi non sarebbe misurato da alcun sensore, come nel caso delle opere costruite nel periodo di acquisizione dei sensori SENTINEL.

Sfortunatamente non sono presenti dati bibliografici precisi inerenti al paleomeandro considerato in quest'area d'interesse, sarebbe stato di grande interesse poter confrontare la posizione effettiva degli argini sepolti di questo canale sepolto con quelli calcolati dall'interpolatore IDW attraverso metodi statistici partendo dai dati interferometrici. Tuttavia basandosi sui risultati ottenuti dalle sezioni di velocità è ragionevole l'ipotesi che la larghezza del canale potesse raggiungere i 150-200 m.

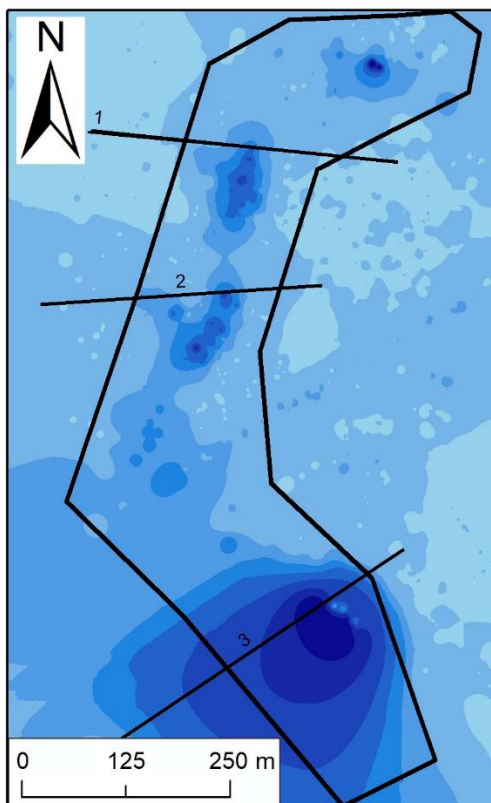
IDW - ERS



IDW - ENVISAT



IDW - COSMO-SkyMed



IDW - SENTINEL

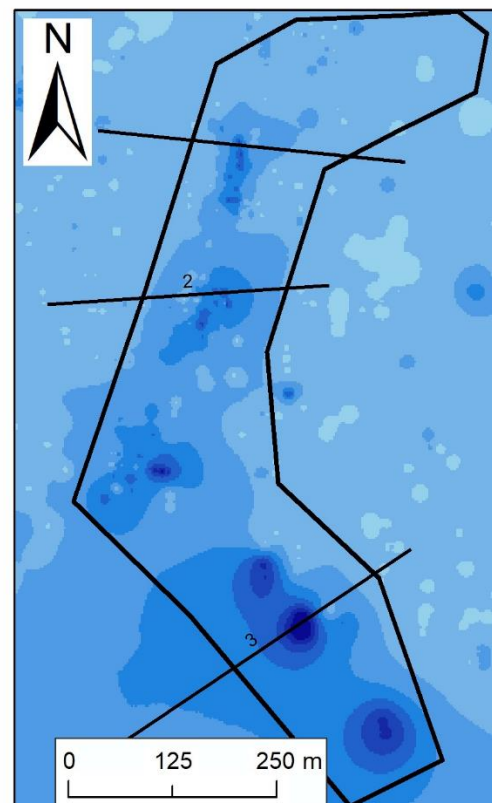


Figura 5.13: IDW che descrive la variazione areale della velocità registrata dai quattro satelliti nell'area 3.

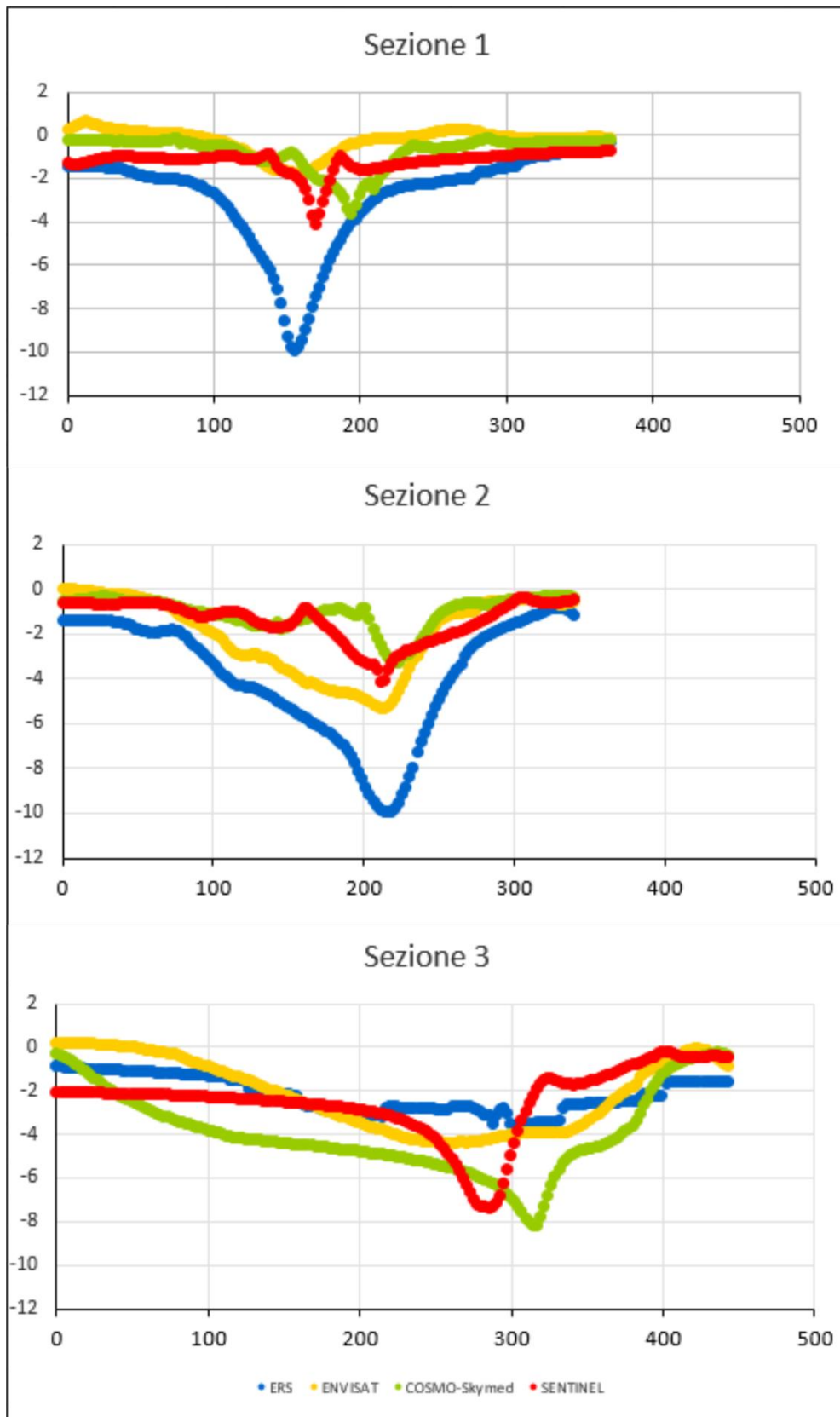


Figura 5.14: sezioni di velocità scelte nell'area 3, in ordinata si può vedere il tasso di subsidenza [mm/anno], mentre in ascissa si ha la distanza in pianta in metri.



## 5.4 AREA 4

L'area 4 si trova sul lato sinistro del Piave, sulla strada che porta da Eraclea a Eraclea Mare. Dal punto di vista geomorfologico è una piana alluvionale circondata dal dosso fluviale del Piave attuale (a Sud-Ovest) e da un paleoalveo secondario a Nord-Est (Figura 5.15).

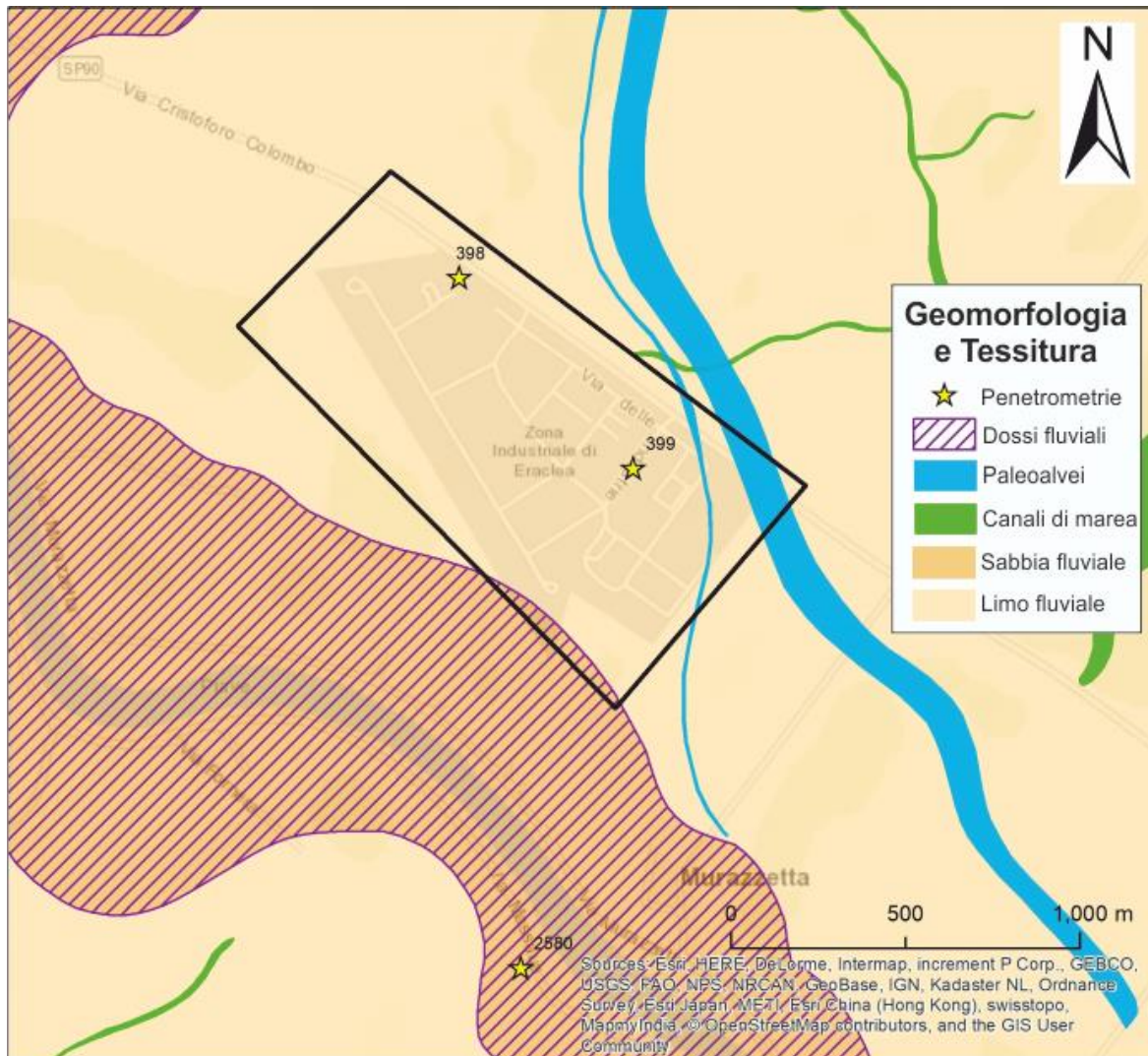


Figura 5.15: inquadramento dell'area 4 comprendente i principali elementi geomorfologici, la tessitura e alcune penetrometrie.

La granulometria del suolo è principalmente limosa, sia in superficie che nei primi metri del sottosuolo, com'è confermato anche da alcune penetrometrie svolte dalla Regione Veneto. In Figura 5.16 sono raffigurate tre colonne stratigrafiche che schematizzano tali penetrometrie, e si può osservare come la facies sia in accordo con un ambiente deposizionale di piana alluvionale di bassa pianura, ossia caratterizzata dall'alternanza di argille e limi argillosi, limi e limi sabbiosi e argille ad alta plasticità, con rare intercalazioni di sabbie limose dovute probabilmente a fenomeni di esondazione prossimale. La terza penetrometria (la 2580) è stata presa

più a Sud delle altre due, al di fuori dell'area d'interesse, al di sopra del dosso fluviale. Tale dato è utile per fare un confronto tra la facies di piana esondabile, appena descritta, e quella di dosso fluviale, caratterizzata invece da sabbie limose intervallate da sabbie e ghiaie, con qualche sottile orizzonte di materiale coesivo o torboso.

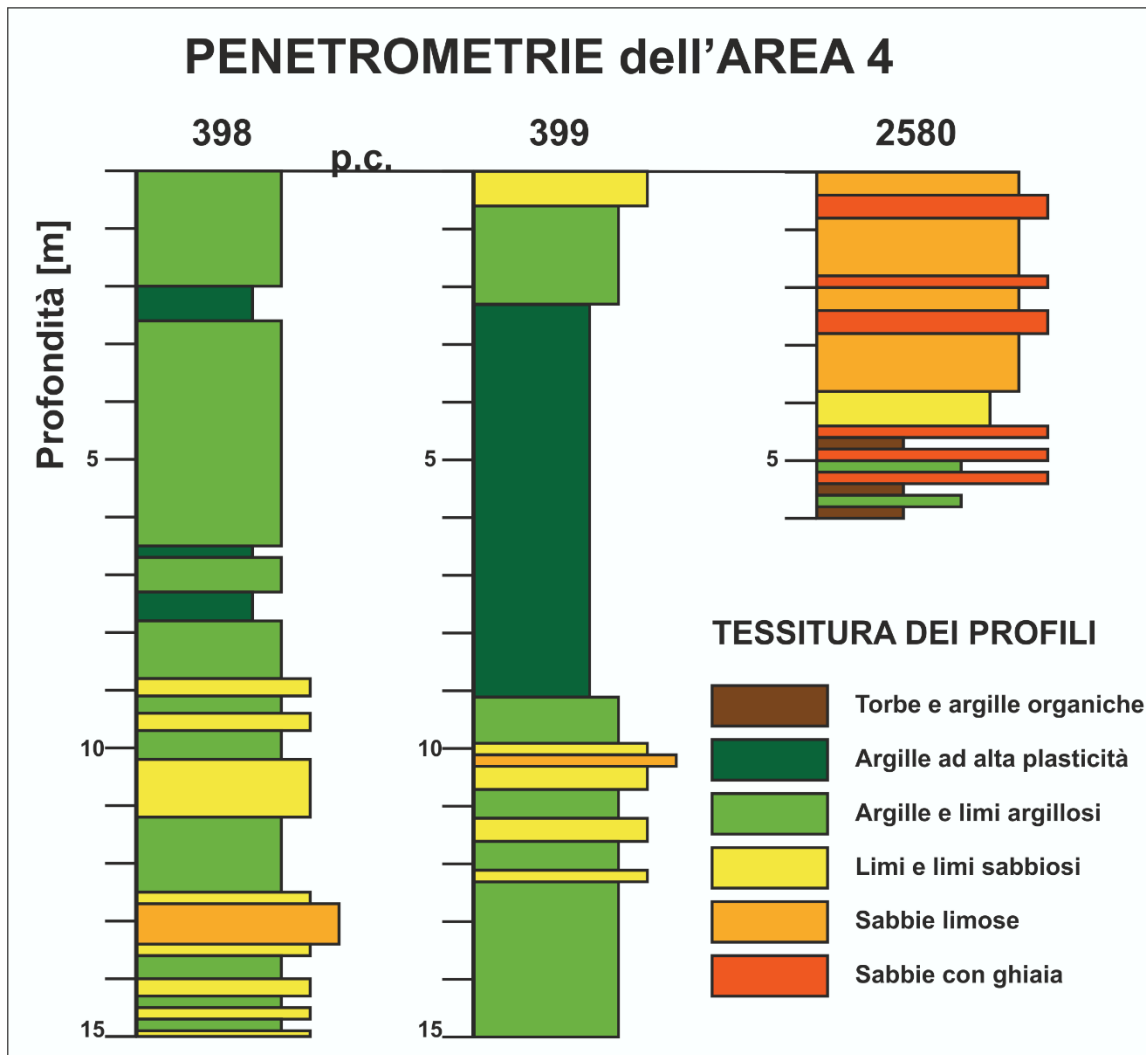
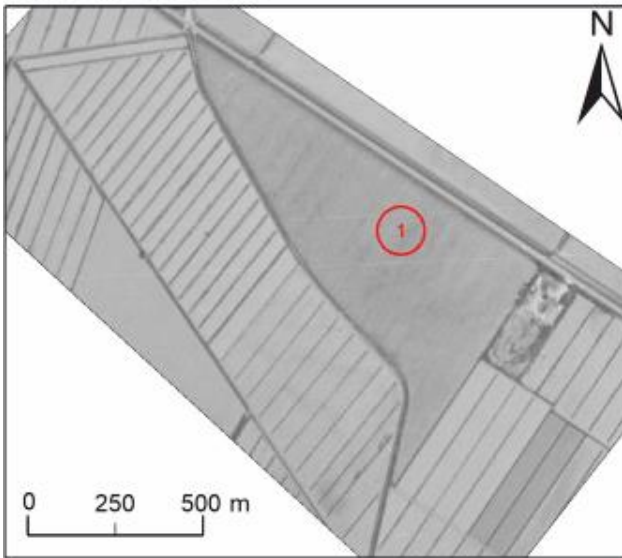


Figura 5.16: colonne stratigrafiche riferite alle penetrometrie svolte dalla Provincia di Venezia nei pressi dell'area 4. La loro posizione in pianta è visibile in Figura 5.15.

Le considerazioni di natura geologica e geomorfologica fatte finora sono molto importanti per comprendere il comportamento reologico del terreno quando vi viene costruito sopra un edificio. In quest'area infatti sono stati scelti quattro edifici e se n'è studiato l'effetto indotto sul terreno sottostante. I risultati sono visibili nelle Figure 5.17 – 5.19, gli edifici prescelti sono stati cerchiati in rosso e hanno un numero, da 1 a 4, corrispondente all'ordine cronologico in cui essi hanno cominciato a deformare il suolo col loro peso.

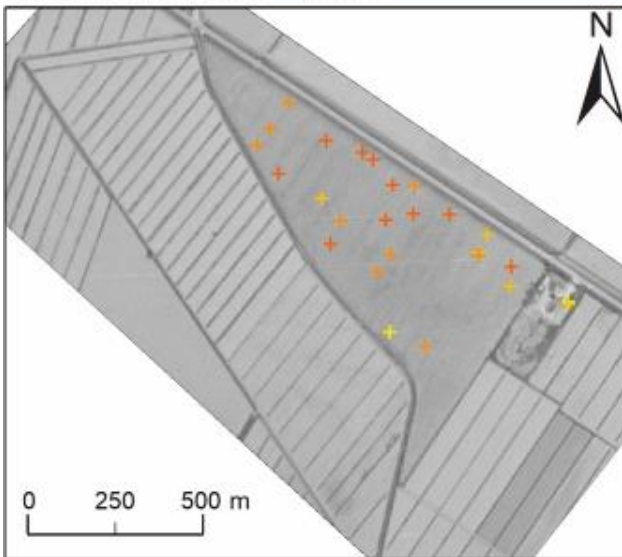
Ortofoto 23/04/89



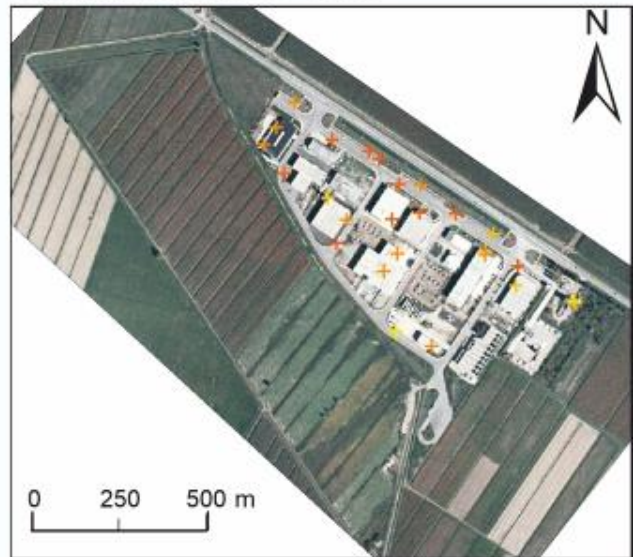
Ortofoto 09/07/98



Ortofoto 23/04/89 - ERS



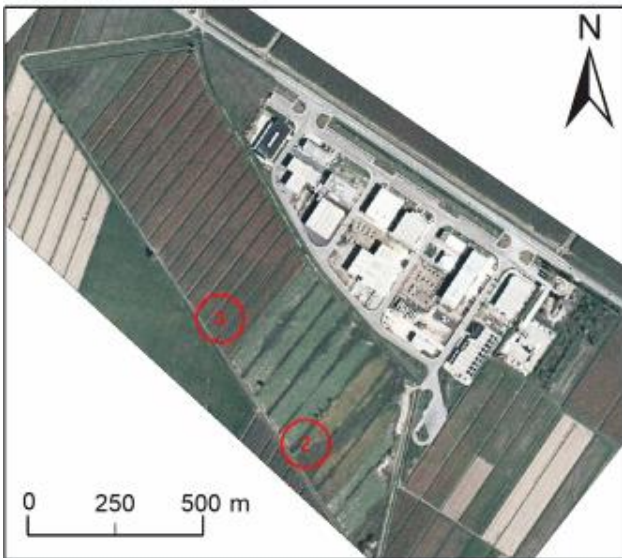
Ortofoto 09/07/98 - ERS



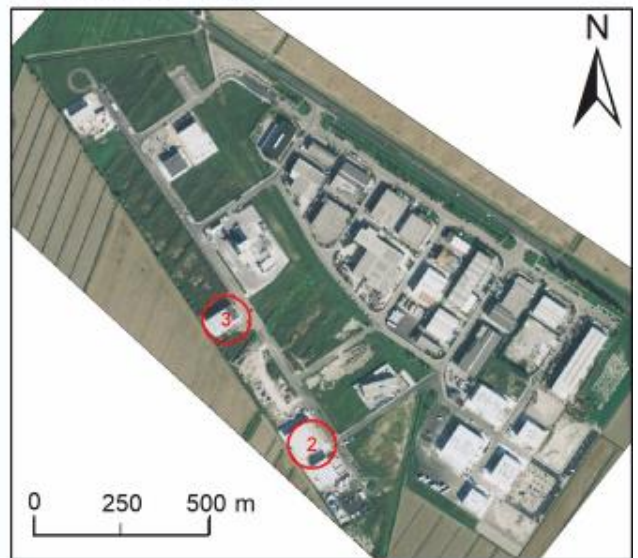
**Figura 5.17:** confronto tra ortofoto (dal '89 al '98) e variazione della velocità registrata dai PS-ERS nell'area 4.

Come si può vedere in Figura 5.17 nel 1989 l'area 4 era interamente occupata da campi, il nucleo del quartiere industriale infatti venne costruito solo durante la prima metà degli anni '90, i dati ERS infatti raccontano bene questa storia come è testimoniato dall'edificio cerchiato in rosso contrassegnato dal numero 1. Nel periodo successivo, dal 1998 al 2006, ci fu una netta espansione della zona industriale, specialmente nel settore meridionale, con la comparsa di numerosi nuovi edifici e magazzini (testimoniata in Figura 5.18). È a questo periodo che risalgono gli edifici 2 e 3 cerchiati in rosso che, con il loro peso, sembrano abbassare la superficie topografica con una velocità di poco inferiore rispetto all'edificio numero 1. Quest'ultimo invece decelera il suo abbassamento, perché ormai il terreno è a uno stadio più avanzato di consolidamento.

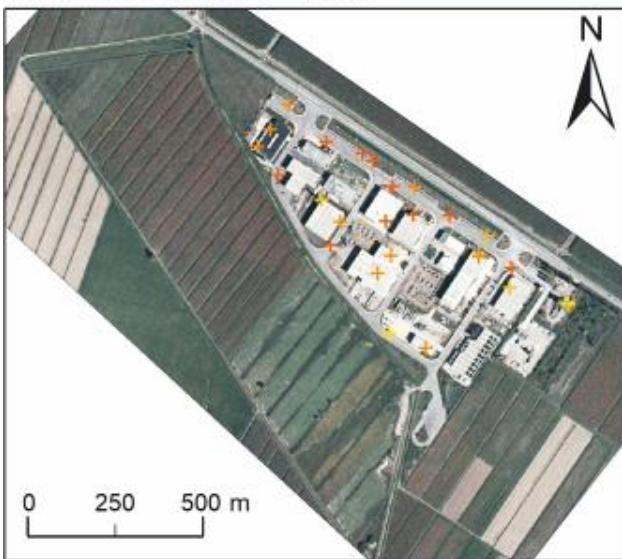
Ortofoto 09/07/98



Ortofoto 16/10/06



Ortofoto 09/07/98 - ERS



Ortofoto 16/10/06 - ENVISAT



Figura 5.18: confronto tra ortofoto (dal '98 al '06) e variazione della velocità registrata dai PS-ENVISAT nell'area 4.

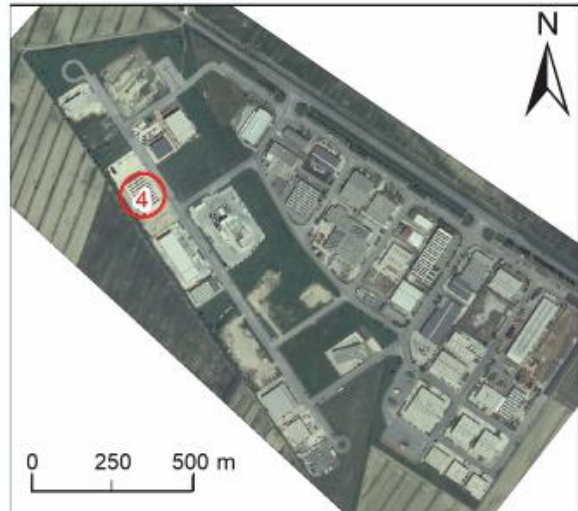
Infine, passando dal 2006 al 2012, si è osservata l'ultima fase costruttiva ricostruibile attraverso le ortofoto disponibili. Essa appare meno ingente delle due fasi precedenti, infatti non ha previsto l'espansione in zone precedentemente adibite all'agricoltura bensì al riempimento dei vuoti lasciati liberi durante la fase precedente, l'edificio numero 4 è uno di questi.

Una prova del fatto che la geologia del suolo conta nei fenomeni di abbassamento sta nel fatto che non tutti gli edifici analizzati hanno presentato le stesse dinamiche di consolidamento. I risultati delle serie temporali sono svolte per i singoli edifici osservabili in Figura 5.20 e 5.21.

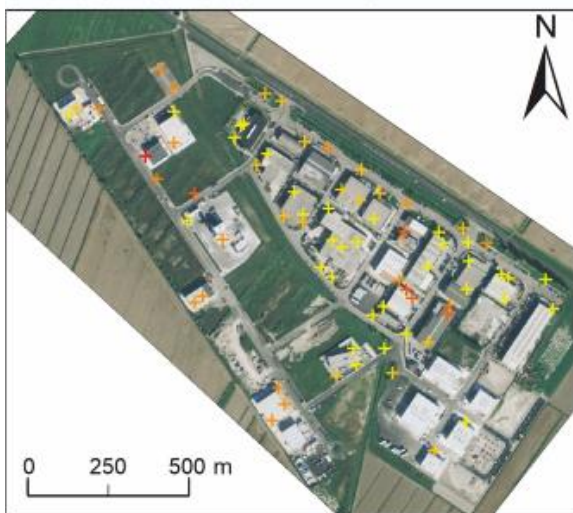
Ortofoto 16/10/06



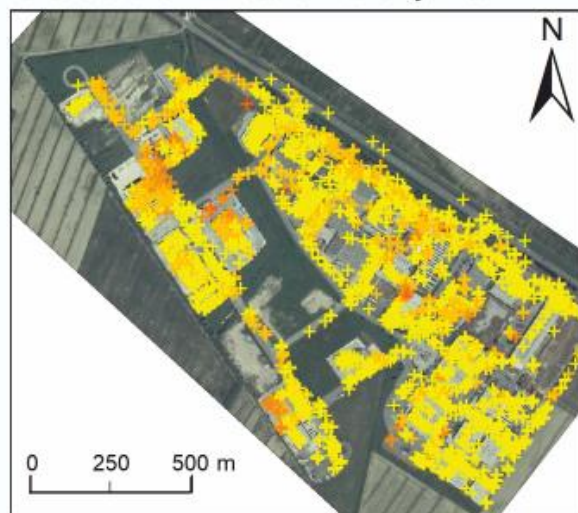
Ortofoto 06/12



Ortofoto 16/10/06 - ENVISAT



Ortofoto 06/12 - COSMO-Skymed



**Velocità dei PS**

[mm/anno]

- + < -10.0
- + > -10 - -5
- + > -5 - -3
- + > -3 - -1.5
- + > -1.5 - 1.5
- + > 1.5

Ortofoto 06/12 - SENTINEL

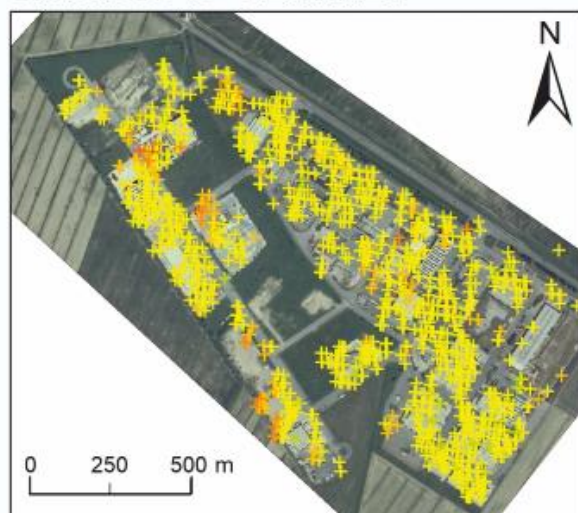


Figura 5.19: confronto tra ortofoto (dal '06 al '12) e variazione della velocità registrata dai PS-COSMO e SENTINEL nell'area 4.

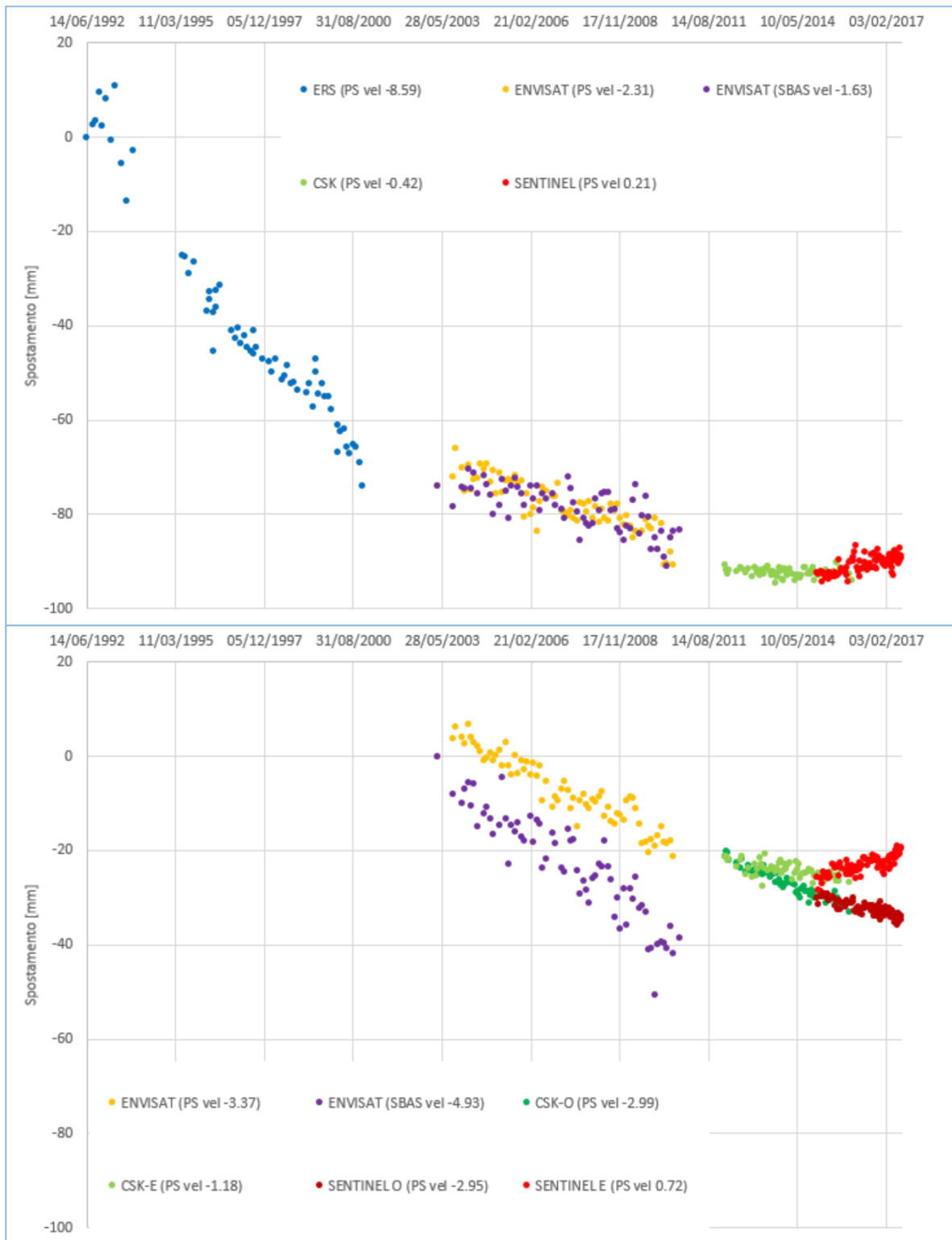


Figura 5.20: serie temporali degli spostamenti relativi agli edifici 1 (in alto) e 2 (in basso).

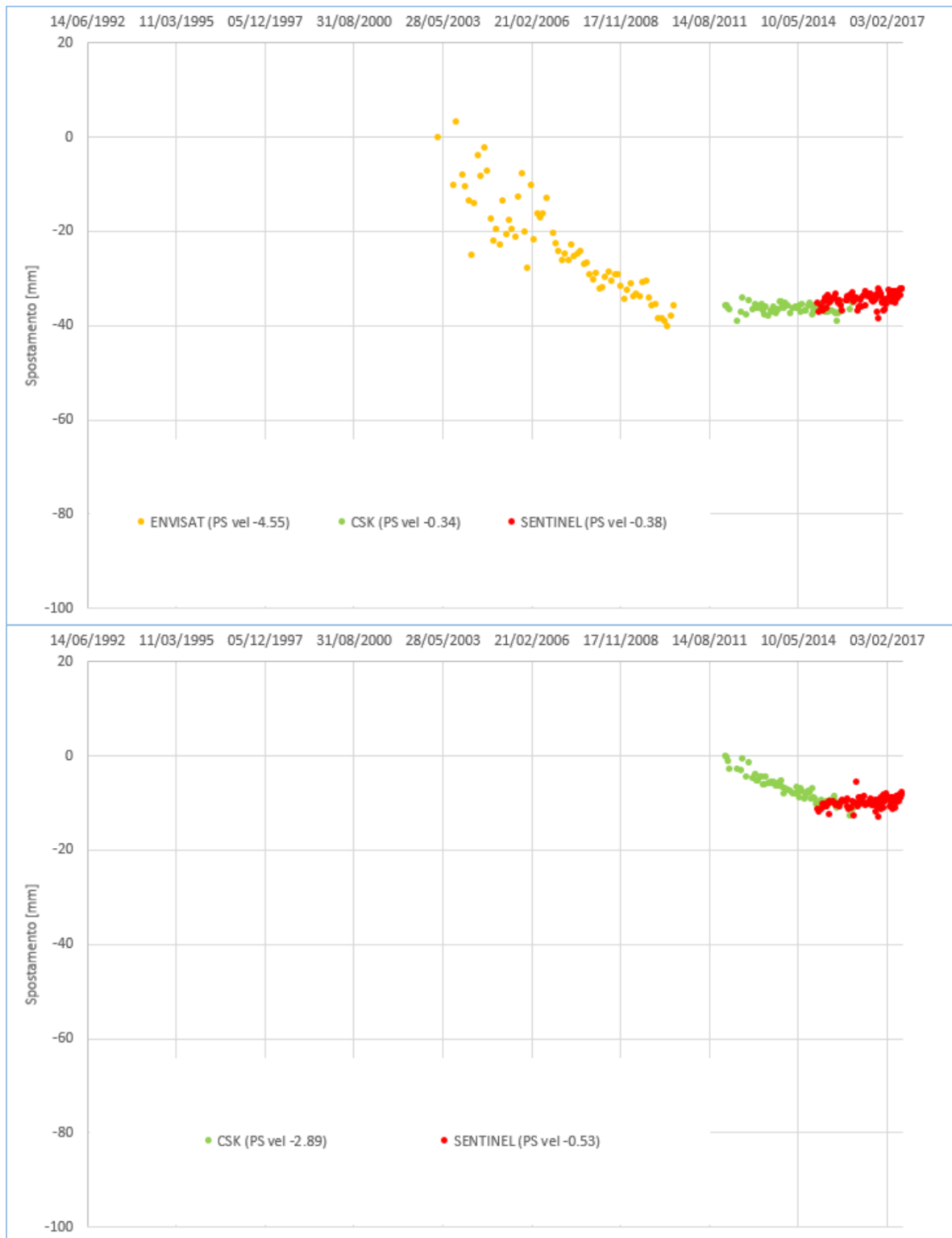


Figura 5.21: serie temporali degli spostamenti relativi agli edifici 3 (in alto) e 4 (in basso).

La parte della Figura 5.20 relativa al primo edificio analizzato mostra un andamento simile ad una curva di consolidamento completa, ciò non stupisce in quanto il terreno ha avuto tutto il tempo per eliminare le sovrappressioni e trovare una nuova configurazione di equilibrio, un'ulteriore conferma sta nella velocità

media del *trend* di ogni singolo satellite (indicato a fianco al nome nella legenda) che passa da -8,59 mm/anno durante il periodo di acquisizione ERS a un valore prossimo a zero registrato da SENTINEL. Un'osservazione interessante è la concordanza che c'è tra i dati PS e SBAS del satellite ENVISAT e tra COSMO-SkyMed e SENTINEL nel periodo dal 2014 e il 2016, in cui hanno entrambi acquisito i dati contemporaneamente. Tale concordanza evidenzia la precisione dei processamenti interferometrici, infatti la tecnica ha dato risultati simili per *dataset* diversi.

Una seconda osservazione estremamente interessante è stata fatta riguardo il secondo edificio analizzato, infatti esso ha presentato due diverse velocità di spostamento ai lati opposti. Nella porzione più Nordorientale è risultato nettamente più stabile rispetto alla parte Sudoccidentale, con differenze che superano abbondantemente il millimetro annuo. Questa diversità di reologia, illustrata in Figura 5.20, è stata interpretata sulla base delle osservazioni geomorfologiche superficiali, ossia alla vicinanza del corso attuale del Piave e quindi alla costruzione di parte dell'edificio su sedimenti recenti e non ancora ben consolidati. Nel grafico della velocità di spostamento si può infatti vedere una biforcazione della curva di spostamento in due rami: uno, inerente alla parte orientale dell'edificio, che si deforma di meno fino a stabilizzarsi, e un secondo, quello occidentale, che presenta velocità di spostamento ben maggiori, senza esaurire completamente il proprio moto.

In Figura 5.21 vengono invece illustrati i grafici relativi alle velocità di deformazione degli edifici 3 e 4, anche in questo caso si possono riconoscere il consolidamento degli edifici analizzati, anche se è evidente che sono entrambe incomplete in quanto il tempo trascorso dalla costruzione all'acquisizione degli ultimi dati non è stato sufficiente a riportare il suolo al di sotto degli edifici in condizioni di equilibrio.

## 5.5 AREA 5

L'aspetto principale che rende differente quest'area d'interesse rispetto alle altre è sicuramente il criterio con cui è stata scelta, infatti in questo caso si è cercato di utilizzare i dati interferometrici per confermare alcune conoscenze pregresse di carattere geologico sull'area in questione. Come già accennato nel capitolo precedente in quest'area è stato rinvenuto un antico tracciato del canale Piavon, che la attraversa in direzione Nord-Sud. Per prima cosa è stata costruita la carta geomorfologica e della tessitura del suolo (Figura 5.22), corredata anche con i sondaggi svolti nel corso degli anni dagli studenti dell'Università di Utrecht. L'elaborato in questione però non permette di individuare la posizione esatta del vecchio tracciato del Piavon, è per questo motivo che in Figura 4.14 è stato illustrato il profilo geologico trasversale della parte centrale dell'area 5.



Poiché l'estensione di quest'area è molto maggiore rispetto alle precedenti non è possibile fare delle considerazioni univoche rispetto alla tessitura e all'origine dei depositi che la compongono. Sono infatti presenti sia morfologie tipicamente fluviali, come quelle che sono state riconosciute nelle altre zone, sia lagunari, tra cui canali di marea e depositi di argilla.

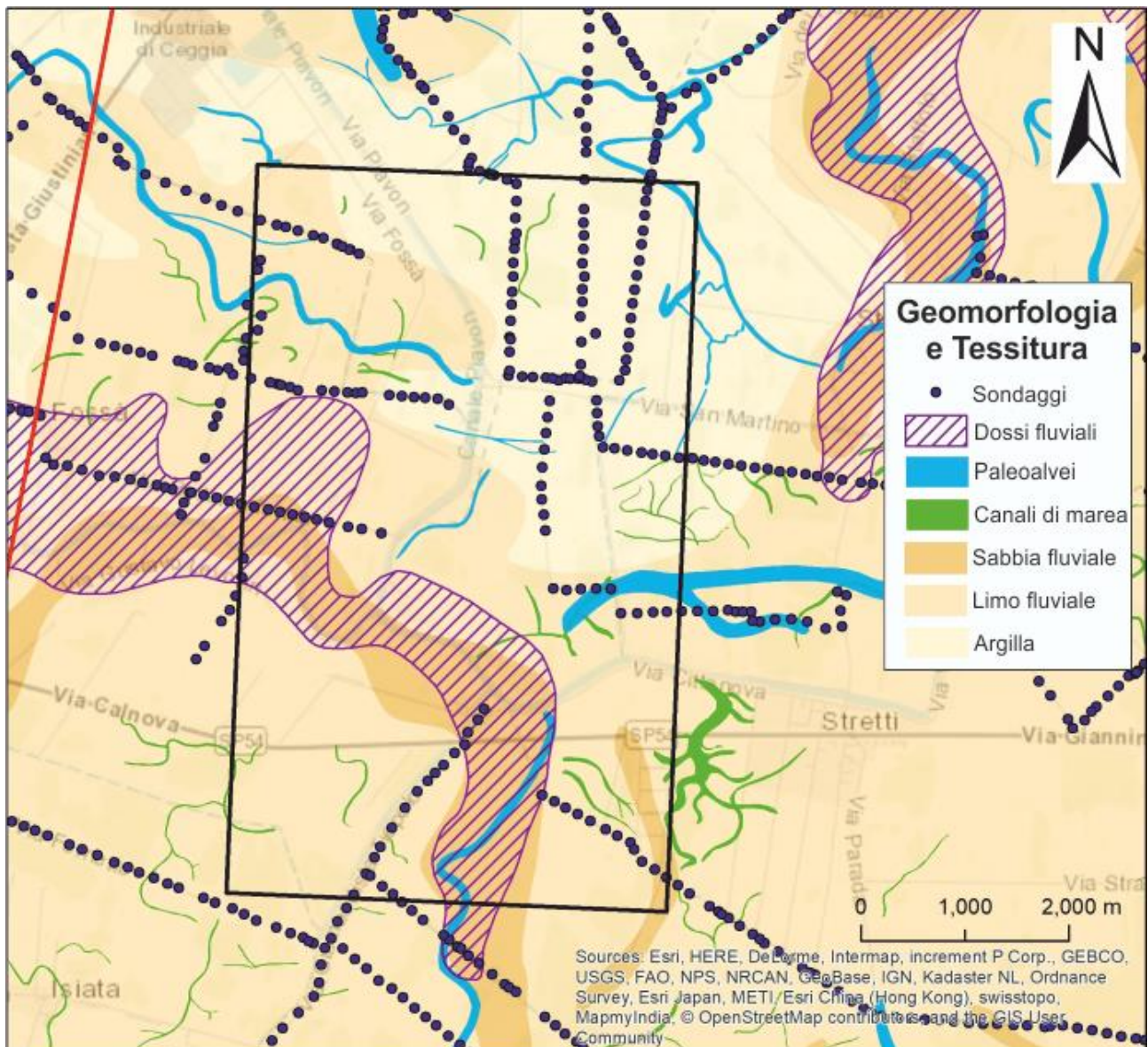


Figura 5.22: principali elementi geomorfologici, tessitura e sondaggi olandesi presenti nell'area 5.

Poiché i dati interferometrici, pur se non particolarmente numerosi, erano stati in grado di riconoscere degli edifici in abbassamento nella parte centrale dell'area 5, concordemente con le informazioni fornite dai sondaggi di Utrecht, si è deciso di tentare di rendere più evidente il paleocanale sepolto costruendo un IDW. Il sensore scelto per questo lavoro è stato l'ENVISAT in quanto i PS che denotavano un abbassamento notevole erano localizzati in modo propizio per individuare il paleoalveo, come si può osservare in Figura

5.23. Una volta costruito l'IDW è stata scelta una linea trasversale al vecchio tracciato del Piavon per calcolare la sezione di velocità che ha permesso di ricostruire empiricamente la posizione delle proprie sponde.

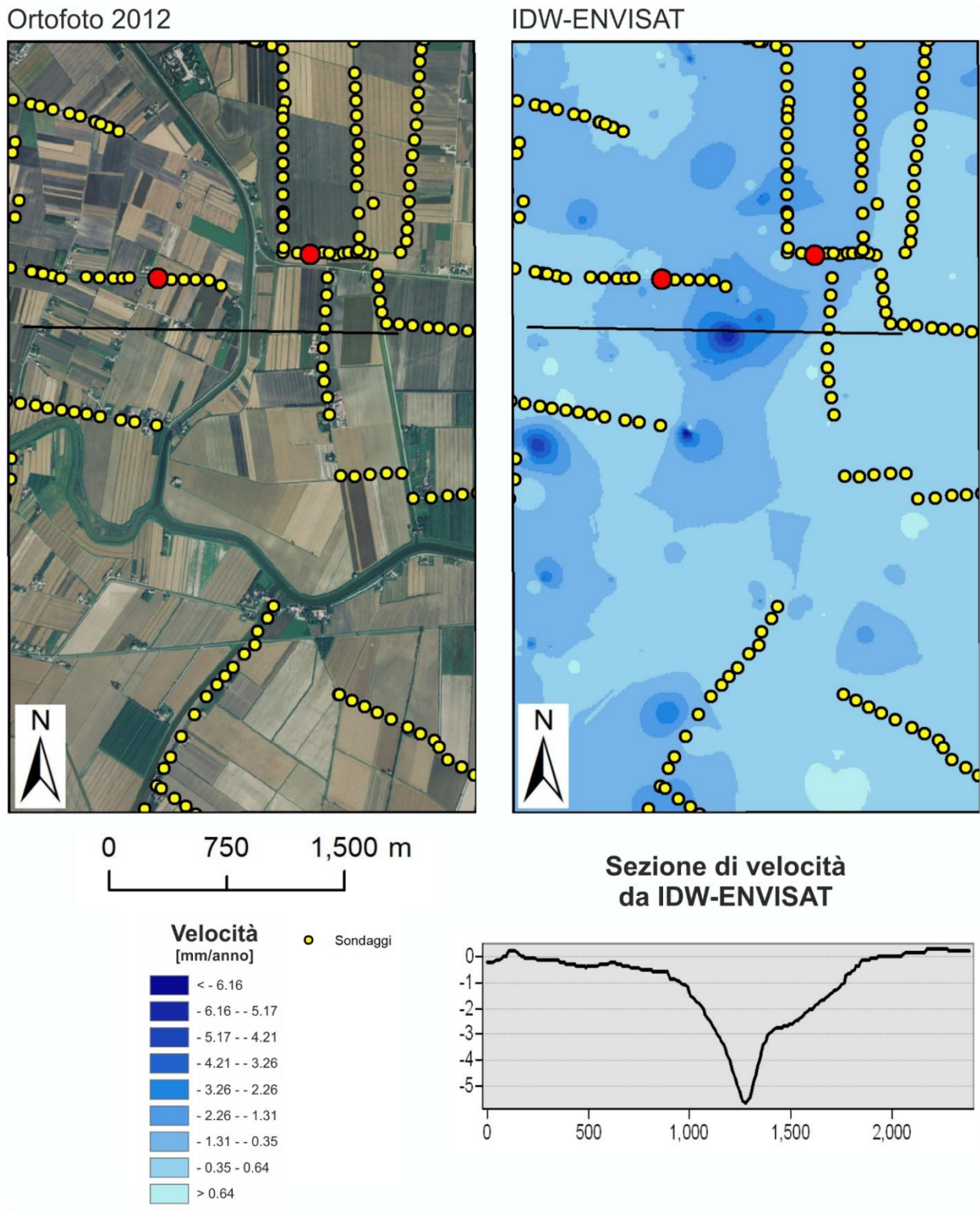


Figura 5.23: ortofoto (2012) e IDW-ENVISAT dell'area 5, in cui sono visibili i sondaggi svolti dagli studenti di Utrecht. In basso è presente il grafico della sezione di velocità orientata trasversalmente al paleoalveo del Piavon.

## 6 CONCLUSIONI

Durante il lavoro svolto per questa tesi è stato studiato il settore della bassa pianura veneta compreso tra i fiumi Piave e Livenza, delimitato a monte dal paese di S. Stino di Livenza e a valle dalla costa adriatica. I depositi che costituiscono questa porzione di pianura sono di origine fluviale o costiero-lagunare a seconda che si trovino nei pressi dei dossi fluviali attuali o antichi di Piave o Livenza o nella piana esondabile che li separa. L'utilizzo principale a cui è stata destinata la maggior parte di questo territorio è quello agricolo, e per questo non sono presenti molte aree ben coperte da riflettori permanenti, questo è stato senz'altro uno dei maggiori problemi riscontrati durante il lavoro in quanto si è deciso di studiare questa zona con la tecnica interferometrica dei PS-DInSAR. I motivi principali che hanno portato alla scelta di questa tecnica sono stati la mancanza di dati disponibili del satellite ALOS e la possibilità di confrontare i dati raccolti con quelli dell'area studiata da Mulè (2016) che comprende i centri abitati di Portogruaro e Concordia Sagittaria. I satelliti che sono stati utilizzati per questo studio sono ERS, ENVISAT, COSMO-SkyMed e SENTINEL.

Dopo la fase di acquisizione dei dati interferometrici è stato costruito un progetto GIS generale in cui sono stati inseriti i dati sulla velocità di abbassamento del suolo appena ottenuti e informazioni bibliografiche riguardanti la geologia, la geomorfologia e la tessitura sia superficiali che profonde. Successivamente l'analisi è stata focalizzata su cinque aree d'interesse scelte sulla base di evidenze interferometriche, come le aree 1, 2, 3 e 4; o evidenze geologiche, come la 5. In ognuna di esse è stato fatto un confronto tra informazioni geologico-geomorfologiche e dati interferometrici ottenuti col telerilevamento e in quattro delle cinque zone è stata anche studiata l'evoluzione dell'uso del suolo comparando tra loro le foto aeree degli ultimi trent'anni e i valori dei PS dal 1989 al 2017. Infatti attraverso i valori relativi alla velocità di abbassamento del terreno è stato possibile riconoscere delle situazioni di criticità causate da differenti problematiche, come i cedimenti dell'argine e del terrapieno autostradale (aree 1 e 2), o la subsidenza differenziale dovuta alla presenza di un paleomeandro rispetto alla pianura circostante (area 3), l'abbassamento progressivo di un intero quartiere costruito laddove prima c'erano solo campi coltivati (area 4) oppure l'abbassamento localizzato dei soli punti interessati dalla costruzione di nuovi edifici (area 5) che hanno comunque permesso di ricostruire la posizione degli antichi argini del canale Piavon. In tutti questi casi è risultato evidente che se non fossero state costruite delle strutture che rendessero possibile la retrodiffusione del segnale, con questa tecnica non sarebbe stato possibile osservare alcun fenomeno di subsidenza in quest'area. È anche vero però che la presenza degli edifici ha provocato l'abbassamento del terreno sottostante in virtù del proprio peso, ne consegue che gli unici punti in cui è possibile avere dei dati certi siano quelli che hanno subito o stanno ancora subendo un fenomeno di consolidamento, con relativo abbassamento del suolo. Gli edifici che non hanno dimostrato un movimento percettibile sono infatti quelli già presenti prima dell'inizio del periodo delle acquisizioni dei dati

satellitari, in quel caso la velocità di abbassamento ha valori vicini a zero e sono interpretati come punti stabili.

L'obiettivo principale di questa tesi era quello di monitorare la velocità della subsidenza all'interno dell'area d'interesse confrontandola con i dati pregressi di natura geologica e geomorfologica per arrivare a comprendere le cause del fenomeno stesso. Da questo confronto è emerso che in quest'area il fenomeno della subsidenza dipende principalmente da due fattori: la natura geologica del territorio, in particolare dei primi metri al di sotto della superficie topografica, e l'imposizione di carichi puntuali di origine antropica sullo stesso. Inoltre è apparso evidente che la causa principale d'innescò della subsidenza sia proprio la costruzione o la sistemazione di edifici o infrastrutture. Infatti durante il passaggio dalle ortofoto più vecchie alle più recenti si è osservato un chiaro processo di consolidamento del suolo. Si è visto che tale processo dura in media dai 5 ai 25 anni e presenta un progressivo rallentamento verso la fase finale. La durata del fenomeno è fortemente legata alla natura geologica del terreno e questo aspetto è particolarmente evidente laddove esistano delle variazioni tessiturali nel territorio come ad esempio la presenza di un canale sepolto riempito da sedimenti poco consolidati e ricchi di materia organica torbosa. Ad ogni modo si è dimostrato che l'impiego della tecnica PS-DInSAR permette di riconoscere alcune possibili situazioni di rischio come il cedimento di un argine o un terrapieno, o la diversa distribuzione della velocità di abbassamento del terreno, anche all'interno dello stesso edificio. I risultati ottenuti sottolineano il fatto che la subsidenza non è un fenomeno da attribuire esclusivamente a cause naturali ma può essere innescato anche da fattori antropici, infatti nel caso di questo lavoro la gran parte della responsabilità va conferita al peso esercitato sul suolo, posseduto dalle singole opere costruite durante il periodo di acquisizione dei dati interferometrici.

Un secondo scopo di questo lavoro di tesi era quello di confrontare tecniche diverse, utilizzandole sugli stessi obiettivi, in modo da colmare le reciproche lacune le une delle altre. Anche tale obiettivo è stato ottenuto con successo in quanto ad esempio è stato possibile scoprire un *paleomeandro* non ancora individuato nella zona a Sud-Est di S. Stino di Livenza, l'area d'interesse numero 3.

Infine, anche il periodo trascorso al CNR ha permesso di raggiungere uno degli obiettivi di questa tesi, infatti mi ha permesso di acquisire familiarità con i geoportali, in particolare G-POD dell'ESA, da cui è possibile scaricare ed elaborare i dati delle missioni satellitari, un utile strumento per ottenere dati utili a condurre studi di monitoraggio ambientale come quello di questa tesi.

Un aspetto che potrebbe senz'altro migliorare la qualità di questo lavoro potrebbe essere quello di studiare anche gli aspetti profondi del territorio, come i dati di natura idrogeologica, come lo sfruttamento della falda e la posizione dei pozzi di captazione delle acque. Si tratta di dati che per ora sono presenti solo in quantità

ridotte e che però avrebbero potuto ricoprire un ruolo fondamentale nell'identificazione di fenomeni areali più estesi rispetto al peso di un singolo edificio.

Un secondo aspetto notevolmente critico è la presenza di un ritorno del segnale solo dalle zone edificate e dagli edifici isolati. La mancanza di immagini ALOS o altre capaci di lavorare in *banda L* ha impedito di ottenere i dati della velocità di subsidenza delle aree occupate dai campi agricoli e quindi di confrontare i dati ottenuti attraverso i PS in questa tesi con le aree in cui non sia stato imposto un carico puntuale o lineare. Questo aspetto sarà sicuramente di grande importanza per comprendere il significato geologico della subsidenza senza l'influenza antropica.



## BIBLIOGRAFIA

Amorosi A, Fontana A, Antonioli F, Primon S, Bondesan A, 2008 - *Post-LGM sedimentation and Holocene shoreline evolution in the NW adriatic coastal area*. *GeoActa*,7, 41-67.

Antonioli F, Ferranti, L, Fontana A, Amorosi A, Bondesan A, Braitenberg C, Fontolan G, Furlani S, Mastronuzzi G, Monaco C, Spada G, Stocchi P, 2009 - *Holocene relative sea-level changes and vertical movements along the italian and istrian coastlines*. *Quaternary International*, 206, 101-133.

Arnaud A, Adam N, Hanssen R, Inglada J, Duro J, Closa J, Eineder M, 2003 - *ASAR ERS interferometric phase continuity*. *Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS '03. Proceedings*. 2003 IEEE International, 2, 1133–1135, 21–25 July 2003.

Barbieri C, Di Giulio A, Massari F, Asioli A, Bonato M, Mancin N, 2007 - *Natural subsidence of the Venice area during the last 60 Myr*. *Basin Research*, 19, 105-123.

Bavec M, Tulaczyk S M, Mahan S A, Stock G M, 2004 - *Late Quaternary glaciation of the Upper Soča River Region (Southern Julian Alps, NW Slovenia)*. *Sedimentary Geology*, 165, 265-283.

Berardino P, Fornaro G, Lanari R, Sansosti E, 2002 - *A new algorithm for surface deformation monitoring based on Small Baseline Differential SAR Interferograms*. *Ieee transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 40, no. 11.

Blanco-Sanchez P, Mallorquí J J, Duque S, Monells D, 2008 - *The coherent pixels technique (CPT): an advanced DInSAR technique for nonlinear deformation monitoring*. *Pure Appl. Geophys.*, 165, 1167–1194.

Blum M D & Törnqvist T E, 2000 - *Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward*. *Sedimentology*, 47, suppl. 1, 2-48.

Bondesan A & Meneghel M (a cura di), 2004 – *Geomorfologia della provincia di Venezia*. Esedra, Padova, 516.

Bondesan A, Calderoni G, Mozzi P, 2002a – *L'assetto geomorfologico della pianura veneta centro orientale: stato delle conoscenze*. In: Zuniga M. & Varotto M., *Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta*. Dip. Geografia, Padova, 19-38.

Bondesan A, Mozzi P, Primon S, Zamboni C, 2002b – *Antiche acque e antiche genti: l'indagine geomorfologica tra passato e presente*. In GHEDINI F., Bondesan A. & Busana M.S. (a cura di) – *La tenuta di Ca'Tron, ambiente e storia nella terra dei dogi*. Cierre, Sommacamagna, 16-68.

Bondesan A, Bertani B, Fontana A, Furlanetto P, Primon S, 2002c – *Carta della fotointerpretazione e dei siti archeologici della Provincia di Venezia tra I fiumi Livenza e Tagliamento*. Cd-rom, Magistrato delle acque, Venezia.

- Bondesan M, Elmi C, Marocco R, 2001 – *Forme e depositi di origine litoranea e lagunare*. In: Castiglioni G B & PELLEGRINI G B (a cura di), *Illustrative notes of the Geomorphological Map of Po Plain (Italy)*. Supplemento Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 4, 105-122.
- Branney M J, 1995 - *Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from icemelt, mining, and volcanic subsidence*. Bulletin of Volcanology, Vol. 57, Issue 5, 303- 318.
- Carminati E, Martinelli G, Severi P, 2003 - *Influence of glacial cycles and tectonics on natural subsidence in the Po Plain (Northern Italy): Insights from 14 C ages*. Geochemistry Geophysics Geosystems, 4 (10), 1-14.
- Castiglioni G B, 2001 - *Le risposte del sistema fluviale alle variazioni ambientali*. In: Castiglioni G.B. & Pellegrini G.B. (a cura di), Note illustrative della Carta Geomorfologica della Pianura Padana. Geogr. Fis. Dinam. Quat., suppl. IV, 165-188.
- Castiglioni G B, 2001a - *Le risposte del sistema fluviale alle variazioni ambientali*. In: Castiglioni G B & Pellegrini G B (a cura di), *Note illustrative della Carta Geomorfologica della Pianura Padana*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Supplemento 4, 165-188.
- Castiglioni G B, 2004 - *Quaternary glaciations in the eastern sector of the Italian Alps*. Developments in Quaternary Science, 2, 209-214.
- Cattaneo A & Trincardi F, 1999 - *The late-Quaternary transgressive record in the adriatic epicontinental sea: basin widening and facies partitioning*. In: Bergman K. & Snedden J. (eds), *Isolated Shallow marine sand bodies: Sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation*. Spec. Publ., 64, 127-146.
- Chaline J & Lerz H, 1984 - *Arbeitsergebnisse der sbkommission fur europaische Quartarstratgraphie. Stratotypen des Wurm-Glazials*. Eiszeitalter und Gegenwart, 35, 185-206.
- Cimolino A, Della Vedova B, Nicolich R, Barison E, Brancatelli G, 2010 – *New evidence of the outer dinaric deformation front in the Grado area (NE-Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei. 13 pp.
- Clark P, Dyke A, Shakun J, Clarson A, Clark J, Wohlfarth B, Mitrovica J, Hostetler S, McCabe A, 2009 – *The Last Glacial Maximum*. Science. 325: 710-714.
- Conesa-García C, Tomás R, Herrera G, López-Bermúdez F, Cano M, Navarro-Hervás F, Pérez-Cutillas P, 2016 - *Deformational behaviours of alluvial units detected by advanced radar interferometry in the Vega Media of the Segura River, southeast Spain*. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 98, 15–38, DOI: 10.1111/geoa.12121.
- Correggiari A, Roveri M, Trincardi F, 1996 - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North adriatic sea*. Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences, 9, 697–704.
- Crevaschi M, 1990 - *Pedogenesi medio olocenica ed uso dei suoli durante il Neolitico in Italia settentrionale*. In: Biagi P. (a cura di), *The Neolithisation of the Alpine Region*. Monografie di Natura Bresciana, 13, 71-89.
- Dal Prà A, Gobbo L, Vitturi A, Zangheri P, 2000 - *Indagine idrogeologica del territorio provinciale di Venezia*.



- Dogliani C, 1993 - *Some remarks on the origin of foredeeps*. Tectonophysics, 228, 1-20.
- Dokka R K, 2006 - *Modern-day tectonic subsidence in coastal Louisiana*. Geology, v.34, 281-284.
- Ferranti L, Antonioli F, Mauz B, Amorosi A, Dai Pra G, Mastronuzzi G, Monaco C, Orrù P, Pappalardo M, Radtke U, Renda P, Romano P, Sansò P, Verrubbi V, 2006 - *Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications*. Quaternary International, 145-146, 30-54.
- Ferretti A, Prati C, Rocca F, 2001 - *Permanent Scatterers in SAR interferometry*. Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 39, NO. 1, 8 - 20.
- Ferretti A, Fumagalli A, Novali F, Prati C, Rocca F, Rucci A, 2011 - *A new algorithm for processing interferometric data-stacks: SqueeSAR*. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 49(9), 3460-3470.
- Fontana A, 2006 - *Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche*. Monografie Museo Friulano Storia Naturale 47, Udine, 288. Inclusa mappa geomorfologica della bassa pianura friulana, scala 1:50000.
- Fontana A, Mozzi P, Bondesan A, 2004 - *L'evoluzione geomorfologica della pianura veneto-friulana*. In: Bondesan A. & Meneghel M. (a cura di), Geomorfologia della provincia di Venezia, Esedra, Padova, 113-138.
- Fontana A, Mozzi P, Bondesan A, 2008 - *Alluvial megafans in the Venetian–Friulian Plain (north-eastern Italy): evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene*. Quaternary International, 189, 71–90.
- Fontana A, Bondesan A, Meneghel M, Toffoletto F, Vitturi A, Bassan V (a cura di), 2012 - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 107 Portogruaro e note illustrative*. Regione Veneto, Infocartografica, Piacenza, 2 fogli, 168 pp.
- Fontana A, Mozzi P, Marchetti M, 2014 - *Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps*. Sedimentary Geology, 301, 150-171.
- Gatto P & Previatello P, 1974 - *Significato stratigrafico, comportamento meccanico e distribuzione nella Laguna di Venezia di un'argilla sovraconsolidata nota come "Caranto"*. CNR. Lab. Stud. Grandi Masse, T.R. 70, Venezia, 45 pp.
- Hinderer M, 2001 - *Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and moder river loads*. Geodinamica Acta, 14, 231-263.
- Hooper A, 2008 - *A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches*, Geophys. Res. Lett., 35, L16302, doi: 10.1029/2008GL034654
- Klemm H, Quseimi I, Novali F, Ferretti A, Tamburini A, 2010 - *Monitoring horizontal and vertical surface deformation over a hydrocarbon reservoir by PSInSAR*. First break volume 28.

Lambeck K, Antonioli F, Purcell A, Silenzi S, 2004 - *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs*. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1567-1598.

Lancellotta R, 1991 – N. Zanichelli Ed. Bologna. Per gentile concessione di Zanichelli Editore S.p.A.

Manunta M, Marsella M, Zeni G, Sciotti M, Atzori S, Lanari R, 2008 - *Two-scale surface deformation analysis using the SBAS-DInSAR technique: a case study of the city of Rome, Italy*. *International Journal of Remote Sensing*, 29, 6,1665-1684.

Marchetti M, 2001 - *Forme e depositi fluviali, fluvioglaciali, lacustri*. In: Castiglioni G.B. & Pellegrini G.B. (a cura di), 73- 100.

Marchetti M, 2002 - *Environmental changes in the central Po Plain (Northern Italy) due to fluvial modifications and men's activities*. *Geomorphology*, 44, 3-4, 361-373.

Marocco R, 1991a – *Evoluzione tardopleistocenica-olocenica del Delta del F. Tagliamento e delle lagune di Marano e Grado (Golfo di Trieste)*. *Il Quaternario*. 4, 223-232 pp.

Massari F, 1990 - *The foredeep of the northern adriatic margin: evidence of diachronicity in deformation of the Southern Alps*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 96, 350-380.

Massonnet D & Feigl K L, 1998 - *Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface*. *Rev. Geophys.*, 36, 441-500.

Miola A, Albanese D, Valentini G, Corain L, 2003 – *Pollen data for a biostratigraphy of LGM in the Venetian Po Plain*. *Il Quaternario*, 16, 21-25.

Miola A, Bondesan A, Corain L, Favaretto S, Mozzi P, Piovan S, Sostizzo I, 2006 - *Wetlands in the Venetian Po Plain (north-eastern Italy) during the Last Glacial Maximum: vegetation, hydrology, sedimentary environments*. *Review of Paleobotany and Palynology*, 141, 53-81.

Monegato G, Ravazzi C, Donegana M, Pini R, Calderoni G, Wick L, 2007 - *Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento and moraine system (eastern Alps)*. *Quaternary Research*, 68, 284–302.

Mozzi P, 2005 - *Aluvial plain formation during the Late Quaternary between the southern Alpine margin and the Lagoon of Venice (northern Italy)*. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, suppl. 7, 219-230.

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.

Mulè M, 2016 - *Il contributo dell'interferometria RADAR satellitare nelle indagini geologiche e geomorfologiche in aree di pianura soggette a fenomeni di subsidenza: il caso dell'area di Portogruaro (VE)*.

Orombelli G, Ravazzi C, Cita M B, 2005 - *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), tardoglaciale e*

*postglaciale in ambito globale, italiano e alpino*. Il Quaternario, 18 (2) 147-156.

Pellegrini G B, Albanese D, Bertoldi R, Surian N, 2005 - *La deglaciazione nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria (Suppl. 7), 271–280.

Raspini F, Loupasakis C, Rozos D, Adam N, Moretti S, 2014 - *Ground subsidence phenomena in the Delta municipalità region (Northern Greece): Geotechnical modelling and validation with Persistent Scatterer Interferometry*. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Vol. 28, 78–89.

Rosen P A, Hensley S, Joughin I R, Li F K, Madsen S N, Rodriguez E, Goldstein R M, 2000 - *Synthetic aperture radar interferometry*. Proc. I.E.E.E., 88 (3), 333-382.

Soldati M, Corsini A, Pasuto A, 2004 - *Landslide and clima climate change in the Italian Dolomites since Late Glacial*. Catena, 55, 141-161.

Sousa J J, Ruiz A M, Hanssen R F, Bastos L, Gil A J, Galindo-Zaldivar J, Sanz De Galdeano C, 2010 - *PSInSAR processing methodologies in the detection of field surface deformation—Study of the Granada basin (Central Betic Cordilleras, southern Spain)*. Journal of Geodynamics, 49(3), 181–189.

Sowter A, Bateson L, Strange P, Amborse K, Fifik Syafiudin M, 2013 - *DInSAR estimation of land motion using intermittent coherence with application to the South Derbyshire and Leicestershire coalfields*. Remote Sensing Letters, 4(10), 979–987.

Stramondo S, Saroli M, Tolomei C, Moro M, Doumaz F, Pesci A, Loddo F, Baldi P, Boschi E, 2007 - *Surface movements in Bologna (Po Plain — Italy) detected by multitemporal DInSAR*. Remote Sensing of Environment.

Stramondo S, Bozzano F, Marra F, Wegmuller U, Cinti F R, Moro M, Saroli M, 2008 - *Subsidence induced by urbanisation in the city of Rome detected by advanced InSAR technique and geotechnical investigations*. Remote Sensing of Environment, 112, 3160–3172.

Takada Y & Fukushima Y, 2013 - *Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan*. Nature Geoscience, 6, 637–641.

Teatini P, Tosi L, Strozzi T, Carbognin L, Wegmüller U, Rizzetto F, 2005 - *Mapping regional land displacements in the Venice coastland by an integrated monitoring system*.

Teatini P, Tosi L, Strozzi T, Carbognin L, Cecconi G, Rosselli R, Libardo S, 2012 - *Resolving land subsidence within the Venice lagoon by persistent scatterer SAR interferometry*. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 40, 72–79.

Terzaghi K & Peck R, 1967 - *Soil mechanics in engineering practice, 2nd Edition*. John Wiley, New York.

- Tomas R, Marquez Y, Lopez-Sanchez J M, Delgado J, Blanco P, Mallorquì J J, Martinez M, Herrera G, Mulas J, 2005 - *Mapping ground subsidence induced by aquifer overexploitation using advanced Differential SAR Interferometry: Vega Media of the Segura River (SE Spain) case study*. Remote Sensing of Environment, 98, 269 – 283.
- Tomas R, Herrera G, Lopez-Sanchez J M, Vicente F, Cuenca A, Mallorquì J J, 2010 - *Study of the land subsidence in the Orihuela city (SE Spain) using PSI data: distribution, evolution and correlation with conditioning and triggering factors*. Engineering Geology, 115, 105 – 121.
- Tosi L, Da Lio C, Strozzi T, Teatini P, 2016 - *Combining L- and X-Band SAR Interferometry to Assess Ground Displacements in Heterogeneous Coastal Environments: The Po River Delta and Venice Lagoon, Italy*. Remote Sens, 8, 308.
- Tovey N & Paul M, 2002 - *Modelling self-weight consolidation in holocene sediments*. Bull. Eng. Geol. Env, 61, 21-33.
- Vallerani F, 1995 - *La Brenta Nova: evoluzione di un alveo pensile*. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, Venezia, Rapporti e Studi, 12.
- Van Asselen S, 2011 - *The contribution of peat compaction to total basin subsidence: implications for the provision of accommodation space in organic-rich deltas*. Basin Research, 23, 239–255.
- Venturini C (a cura di), 2003 - *Glaciers*. Catalogo della mostra, Museo Friulano di Storia Naturale, Udine.
- Vescovi E, Ravazzi C, Arpentì E, Finsinger W, Pini R, Valsecchi V, Wick L, Ammann B, Tinner W, 2007 – *Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland*. Quaternary Science Reviews, 26, 1650-166.
- Watts A B, 1982 - *Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level*. Nature, 297, 469 - 474.
- Ye-Shuang Xu, Shui-Long Shen, Zheng-Yin Cai, Guo-Yun Zhou, 2007 - *The state of land subsidence and prediction approaches due to groundwater withdrawal in China*.
- Zanferrari A (a cura di), 2012 - *Inquadramento geologico e lineamenti strutturali - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 107 Portogruaro e note illustrative*. Regione Veneto, Infocartografica, Piacenza, 2 fogli, 168 pp.
- Zanferrari A, Avigliano R, Grandesso P, Monegato A, Paiero G, Poli E, Stefani C, Toffolon G, 2007a - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 065 "Maniago"*.
- Zanferrari A, Avigliano R, Fontana A, Marchesini A, Paiero G, 2008 - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 086 "S. Vito al Tagliamento"*. APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Arti Grafiche Friulane, Udine.
- Zangheri P (a cura di), 2011 - *Idrogeologia - Atlante geologico della provincia di Venezia – note illustrative*.

Zangheri P (a cura di), 2012 - *Aspetti idrogeologici - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 107 Portogruaro e note illustrative*. Regione Veneto, Infocartografica, Piacenza, 2 fogli, 168 pp.

Zeitoun D G, Wakshal E, 2013 - *Land subsidence analysis in urban areas: the Bangkok metropolitan area case study*. Springer Science & Business Media.