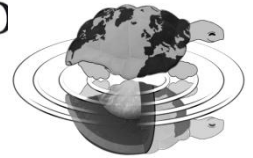




UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO
SCUOLA DI DOTTORATO
TERRA, AMBIENTE E BIODIVERSITÀ



Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
Ciclo XXIV

**MESSA A PUNTO DI UNA METODOLOGIA
PER LA MODELLAZIONE
TRIDIMENSIONALE E MULTISCALE
DELL'IDROSTRATIGRAFIA, SU BASE GIS**

Ph.D. Thesis

Emmanuele Cavalli
Matricola R08027

Tutore
**Prof. Riccardo
Bersezio**

Anno Accademico
2011-2012

Coordinatore
Prof. Elisabetta Erba

INDICE

1.Posizione del problema ed approccio.	7
Premessa	11
1.1.Approccio geologico e matematico multiscala	14
1.2.Metodologie matematiche attualmente utilizzate per la definizione della distribuzione dell'eterogeneità del sottosuolo;	15
1.3.Interpolazione e simulazione dell'eterogeneità nei mezzi porosi.....	17
2.Scopo e metodologia del lavoro	19
2.1.Obbiettivi dello studio.....	19
2.2.Metodologia adottata.....	21
3.Inquadramento geomorfologico, geologico ed idrostratigrafico dell'area di studio	25
3.1.Elementi geomorfologici.....	25
3.2.Elementi geologici regionali: il substrato del Bacino Padano	29
3.3.Stratigrafia Quaternaria della Pianura Padana in Lombardia.....	33
3.4.Elementi di Idrostratigrafia	39
3.5.Sintesi degli elementi utili per l'impostazione del modello stratigrafico ed idrostratigrafico concettuale e per le successive verifiche di verosimiglianza del modello quantitativo 3-D.....	42
4.Organizzazione e gestione del <i>data-set</i>: progettazione ed uso di un geo-DB relazionale idrostratigrafico.	45
4.1.Tipologia dei dati e del <i>data-base</i> utilizzato	45
4.2.Il <i>Geodatabase</i> per la gestione dei dati di superficie (geomorfologici, litologici, stratigrafici, idrologici)	45
4.3.Il Geo-DB per la gestione dei dati diretti di sottosuolo	53
4.4.Il geo-DB per la gestione dei dati indiretti del sottosuolo (immagini geofisiche: SEV, ERGI) ..	58
4.5.Gestione GIS dei dati ed architettura del geo-DB.....	60
4.6.Analisi ed elaborazione dei dati: il passaggio dimensionale da 1-D a 3-D.....	64
4.7.Passaggi di scala e passaggi dimensionali	65

5. Analisi 1-D ed elaborazione	67
5.1. Parametrizzazione sedimentologica	67
5.2. Proprietà geometriche monodimensionali	74
6. Analisi bidimensionale: passaggio all'ambiente 2-D ed integrazione con i dati di superficie	81
6.1. Geologia di superficie	81
6.2. Superfici-limite delle unità bidimensionali e definizione delle entità stratigrafiche gerarchizzate	83
6.3. Geometria delle strutture bidimensionali	90
7. Analisi 3-D	93
7.1. Interpolazione delle superfici stratigrafiche in 3-D	95
7.2. Risultati	97
7.3. Correlazione delle proprietà lito-tessiturali in 3-D: distribuzione delle litofacies e delle idrofacies nell'architettura gerarchica tridimensionale.....	103
7.4. Risultati	106
8. Interpretazione stratigrafica del modello 3-D, evoluzione geologica ed elementi di idrostratigrafia	109
8.1. Architettura stratigrafica	110
8.2. Fattori di controllo ed evoluzione geologica.....	117
8.3. Elementi di Idrostratigrafia	117
9. Conclusioni	119
9.1. L'evoluzione geologica del territorio e l'utilizzo di questa conoscenza ai fini idrostratigrafici	121
9.2. La procedura dell'analisi multidimensionale in idrostratigrafia	123
10. Bibliografia	126

Riassunto

Lo studio qui presentato ha come **motivazione** la messa a punto di una metodologia per l'analisi multidimensionale e multi-scala dei dati (idro)-stratigrafici finalizzato alla modellizzazione 3-D dell'architettura idrostratigrafica in un contesto alluvionale. Il Lavoro si compone quindi della messa a punto metodologica, contestuale alla diretta applicazione del metodo in un caso selezionato.

Il **caso di studio** si colloca nella porzione settentrionale della Pianura Padana Lombarda nei pressi della città di Cassano d'Adda, ad Est di Milano. L'area è stata scelta perché 1) la pianura di Cassano d'Adda sottende i sedimenti di transizione tra le conoidi fluvio-glaciali pleistoceniche e le coeve sequenze fluvioglaciali, alluvionali e di piana fluviale distale, posizionati a ridosso della sutura pianura padana-catena alpina; 2) l'area si presta a future applicazioni della modellistica di flusso e trasporto, fondate sul modello 3-D qui realizzato.

Lo **scopo** del lavoro è la definizione **quantitativa** tridimensionale delle **eterogeneità idrostratigrafiche** presenti nella sequenza Quaternaria dell'area-campione utilizzata. Il raggiungimento dell'obiettivo ha richiesto la **messa a punto di una metodologia multidisciplinare**, che combina l'approccio geologico con quello matematico in senso lato, attraverso la gestione in ambiente GIS-dinamico della base di dati. La metodologia sviluppata rappresenta quindi uno dei principali risultati del lavoro; in questo senso il risultato di merito (la modellistica idrostratigrafica) assume importanza principalmente come esempio di applicazione e come validazione del metodo stesso.

Il punto di partenza è l'**approccio geologico-stratigrafico**, basato su una **classificazione gerarchica** per ogni elemento inserito nel contesto deposizionale ed immagazzinato in un **geodatabase** (geo-DB) progettato, e realizzato *ad hoc*, robusto e funzionale ai criteri di classificazione geologico-stratigrafica.

Il geo-DB è stato popolato con i **dati geologici, geomorfologici ed idrogeologici di superficie** e di **sottosuolo** andando ad ubicare nello spazio tridimensionale tutte le caratteristiche geometriche e tabellari immagazzinate. Le analisi e le interpretazioni dei dati si sviluppano indipendentemente nelle singole dimensioni.

Lo **studio 1-D** ha consentito di definire le classificazioni dei sedimenti, ordinate in modo gerarchico a partire dalle singole litofacies, riconoscendone le associazioni genetiche minime basate sui trend deposizionali (unità genetiche-base) delle associazioni verticali.

Lo **studio 2-D** successivo è stato finalizzato a definire, attraverso tecniche di correlazione stratigrafica assistite da analisi statistiche, le geometrie delle superfici geologiche secondo un ordine gerarchico univoco e l'architettura delle unità stratigrafiche bidimensionali. Lo studio 2-D eredita, nella metodologia approntata, tutte le caratteristiche ottenute dall'analisi 1-D.

Lo **studio 3-D** è stato finalizzato alla ricostruzione per interpolazione delle geometrie ed architetture interne delle entità (idro)-stratigrafiche gerarchizzate, a partire dai risultati delle analisi 1-D e 2-D. In questa fase vengono quindi utilizzati e valorizzati tutti i dati raccolti, tra i quali la carta geologica e geomorfologica in scala 1:10.000 rilevate appositamente, dati geofisici indiretti di sottosuolo (SEV, ERGI), dati diretti (pozzi, sondaggi, indagini geognostiche s.l.).

Elemento innovativo di questa parte dello studio è stato l'applicazione della tecnica di interpolazione delle superfici esterne e delle entità lito-tessiturali interne delle unità (idro)-stratigrafiche, basata sullo studio del **campo potenziale** ottenuto dai gradienti definiti dal vettore dell'orientazione delle superfici geologiche. Si tratta di un primo tentativo di propagazione delle eterogeneità idrostratigrafiche dei sedimenti all'interno dei volumi delle unità geologiche.

La messa a punto metodologica rende possibili molti differenti tentativi di ricostruzione 3-D in tempi relativamente brevi, aggiustamenti in corso d'opera con l'introduzione di scelte soggettive (tracciabili), facilitando le necessarie verifiche qualitative di consistenza interna, non contraddizione, semplicità e verosimiglianza dei risultati oltre che la stima dell'incertezza dei

risultati ottenuti dall'analisi 2-D e 3-D.

Oltre ad aver definito i criteri della metodologia di lavoro si è arrivati ad un **risultato di merito geologico** definendo l'evoluzione Pleistocenica del territorio e ad un **risultato di merito idrostratigrafico** relativo all'assetto dei sistemi acquiferi, acquitardi ed acquicludi dell'area.

L'**evoluzione geologica** si sintetizza nella definizione di un megaciclo regressivo che, durante tutto l'arco del Pleistocene, vede migrare la linea di costa da Nord verso Sud. Progressivamente e con numerose fluttuazioni l'ambiente strettamente marino (UG0, Pleistocene inferiore) viene sostituito da un ambiente prima transizionale (UG1a-b-c, Pleistocene inferiore) poi strettamente continentale dominato dalle alternanze glaciale-interglaciale (UG2-3-4-5-6; Pleistocene medio-superiore). Al termine delle glaciazioni i sedimenti postglaciali ed Olocenici (UG7) sigillano le incisioni relitte e si distribuiscono all'interno delle valli incise del reticolo fluviale attuale.

Dal **punto di vista idrostratigrafico**, l'assetto dei sedimenti e la marcata differenza deposizionale degli ambienti sopra descritti ha permesso di descrivere 3 sistemi idrostratigrafici: 1) **Sistemi Acquicludi**, generalmente rappresentati da argille e limi di piattaforma o laguna costiera (UG0 ed intervalli fini intercalati tra UG1a, UG1b ed UG1c) che si originano durante le fasi trasgressive pre-glaciali; 2) **Sistemi Acquitardi** complessi che si generano durante le fasi di abbandono dei maggiori apporti clastici (massimo di regressione), susseguenti la massima progradazione verso S degli stessi, in relazione alla stabilizzazione morfologica delle superfici terrazzate dei diversi fluvioglaciali e conseguente pedogenesi, o per lo sviluppo di aree di divagazione e di esondazione fluviale (Pleistocene medio e superiore, UG2-6 e UG7 postglaciale); 3) **Sistemi Acquiferi** che si generano durante le fasi di progradazione forzata (abbassamento dei livelli di base) o deposizionale (stazionamento alto dei livelli di base), risultando costituiti o dai riempimenti delle valli incise (es. UG1a, b, c, regressioni forzate del Pleistocene inferiore) o dallo sviluppo delle successioni fluvioglaciali terrazzate (progradazioni deposizionali del Pleistocene medio-superiore, corrispondenti alle UG2-6).

Il modello geologico ed idrostratigrafico 3-D incorpora quindi in modo soddisfacente sia i dati enumerativi (*hard data*), che costituiscono i vincoli per la modellizzazione statica delle geometrie esterne ed architetture interne della successione (idro)-stratigrafica, sia i dati descrittivi (*soft data*) che consentono di riferire il modello statico alla sua storia genetica ed evolutiva, consentendo di operare previsioni nello spazio e di generalizzare il risultato della modellazione. Nel caso specifico, le modalità genetiche dei sistemi idrostratigrafici precedentemente riassunte, appaiono generalizzabili all'intero margine alpino-padano lombardo, attraverso il riconoscimento delle forzanti climatiche, tettoniche ed isostatiche identificate e dei relativi effetti sugli stili di subsidenza/sollevamento, deposizione/erosione ed accrescimento del riempimento del bacino.

Il modello 3-D realizzato è predisposto, grazie anche al popolamento del geo-DB con i dati idrogeologici, per la modellazione dei processi di flusso e trasporto al suo interno.

Il metodo messo a punto è in **via di applicazione a due scale differenti**, una maggiore, di estremo dettaglio, riguardante un analogo affiorante di acquifero già studiato e simulato con tecniche tradizionali di simulazione geostatistica (SISiM) ed uno a scala minore, rappresentato da un primo tentativo di ricostruzione 3-D del bacino sotteso all'interfluvio Adda-Lambro dalla sutura pedalpina alla zona assiale della pianura Padana.

1. Posizione del problema ed approccio.

Premessa

La conoscenza delle risorse naturali sfruttate dall'uomo e la possibilità di prevederne il grado di accessibilità e la qualità sono sempre più una richiesta pressante da parte della società civile che si sviluppa sempre più indissolubilmente legata alla loro presenza/assenza. La risorsa a cui siamo inevitabilmente legati e che esula (o meglio dovrebbe esulare) da ogni legge di mercato o interesse privato è quella idrica. La caratterizzazione della forma e dei contenuti dei serbatoi idrici (acquiferi) e la possibilità di prevedere i movimenti delle masse fluide all'interno di un acquifero sono diventati e diventeranno sempre di più un aspetto fondamentale nella ricerca accademica e privata.

Gli sviluppi teorici e le applicazioni nel campo della simulazione multifisica del flusso e del trasporto in acquiferi porosi si sono sviluppati esponenzialmente negli ultimi 15 anni. Tuttavia mentre da una parte le conoscenze fisiche si sono affinate e l'evoluzione hardware ha permesso potenze di calcolo insperate fino a qualche anno fa, dall'altra non si è altrettanto sviluppata la consapevolezza di quanto sia utile e necessario ricostruire la distribuzione dell'eterogeneità dei corpi acquiferi con il miglior dettaglio possibile e con le migliori tecniche geologiche, descrittive, statistiche e di simulazione utilizzabili.

Oltre alla determinazione delle eterogeneità è di fondamentale importanza la conoscenza scientifica (quindi con errore quantificato) della corretta posizione spaziale degli elementi che la compongono. Per fare ciò diventa di fondamentale importanza ed utilità la costruzione di modelli 3-D nelle aree di studio a qualunque scala fisica (*Houlding, 1994; Mallet, 2002; Wijns et al., 2003; Wu et al., 2005*).

Il primo assunto da accettare nella definizione dell'eterogeneità dei sedimenti è che questi possano essere descritti con un approccio gerarchico a diverse scale (*Weber, 1986; Van de Graaf & Ealey, 1989; Miall, 1991; 1996; Huggenberger & Aigner, 1999*). Diverse componenti dell'architettura sedimentaria contribuiscono all'eterogeneità degli elementi idrostratigrafici:

L'eterogeneità tessiturale comprende le caratteristiche granulometriche e morfometriche dei clasti di un sedimento. Questa proprietà è efficace principalmente alla scala fisica minima (l'assemblaggio granuli-pori) nell'ambito di un REV (Volume Elementare Rappresentativo, *De Marsily, 1986*), corrispondente all'ordine gerarchico minimo (intervallo deposizionale interno ad uno strato o ad una facies sedimentaria e caratterizzato da uniformità dei caratteri tessiturali e strutturali in relazione alla costanza del processo di sedimentazione). L'elemento dominante nel determinare porosità e permeabilità a questa scala ed ordine gerarchico è la selezione granulometrica. L'eterogeneità tessiturale si propaga a scale fisiche ed ordini gerarchici crescenti, prima attraverso

l'origine degli strati e delle facies, poi attraverso l'associazione di queste ultime. Esistono *trend* di propagazione e variazione delle proprietà tessiturali estremamente continui (gradazioni granulometriche verticali ed orizzontali, sequenze *fining upwards*, *coarsening upwards* o stazionarie, sedimenti omogenei o amalgamati, intercalazioni...) che rendono tale eterogeneità continua o stazionaria nello spazio. Esistono viceversa trend di propagazione molto disomogenei, discontinui e poco prevedibili, per la presenza di discontinuità stratigrafiche, superfici erosionali più o meno canalizzate, troncature, discordanze, estremamente difficili da prevedere e da riprodurre con esattezza geometrica. L'associazione degli elementi dell'eterogeneità tessitoriale ad un ambiente deposizionale con precise caratteristiche e proprietà sedimentologiche permette di prevedere la continuità/discontinuità e/o la stazionarietà/non stazionarietà delle variazioni delle caratteristiche tessiturali.

L' Eterogeneità Compositiva è riferita alle variazioni mineralogiche e chimiche dei singoli granuli dei sedimenti e degli eventuali cementi. La caratterizzazione di tale eterogeneità permette di rafforzare in modo oggettivo ed estremamente preciso le correlazioni tra oggetti omologhi a scala medio-piccola (scala delle unità stratigrafiche e bacinale). Dalla fine dell'ottocento (*De Filippi, 1839; Artini, 1891*) si utilizza la caratteristica compositiva di un sedimento per definire l'appartenenza di un corpo ad un bacino sedimentario. Ad oggi, studi più moderni ad esempio sulla pianura padana oggetto di questo lavoro tracciano con estrema precisione le caratteristiche composizionali dei singoli bacini deposizionali (es. *Garzanti et al., 2010*, tra infiniti altri).

L' Eterogeneità strutturale deriva dallo stile geometrico caratteristico derivante da ogni singolo processo deposizionale, che è in grado di determinare strutture con forme riconoscibili e prevedibili a scale fisiche ed ordini gerarchici crescenti (strutture interne agli strati, forma esterna degli strati, dei gruppi di strati, degli elementi architettonici e deposizionali, via via crescendo di ordine gerarchico fino alle Sequenze Deposizionali ed ai riempimenti di bacino; *Vail et al. 1977; Heinz & Aigner, 2003*). L'analisi di questo tipo di eterogeneità permette di prevedere le geometrie di un corpo nei passaggi di scala, di gerarchia e di dimensione (da 1-D a 3-D ed all'evoluzione spaziotemporale 4-D). Se conosciamo l'eterogeneità strutturale monodimensionale verticale di un oggetto (log litologico, log sedimentologico, log geofisico) e siamo in grado di definire a quale processo sedimentologico/deposizionale esso è legato diventa possibile, con un buon grado di verosimiglianza geologica, definire la geometria delle eterogeneità in una struttura bidimensionale (sezione geologica, mappa di litofacies, simulazione 2D). Di conseguenza conoscendo le caratteristiche bidimensionali (sezione sismica, tomografia elettrica, sezione litostratigrafica interpretata) è possibile passare ad un ambiente tridimensionale riproducendo degli oggetti estremamente simili, nella forma ed organizzazione interna, agli elementi naturali dell'architettura

idrostratigrafica sepolta. La conoscenza della scansione temporale dei processi (relativa e/o assoluta) consente infine di inserire in un contesto evolutivo (4-D) sia le geometrie degli elementi idrostratigrafici, sia le dinamiche di flusso e trasporto al loro interno, consentendo la formulazione di scenari predittivi.

Infine, oltre a definire le caratteristiche fisiche dei sedimenti per la loro eterogeneità primaria si possono osservare caratteristiche secondarie riferite alla diagenesi ed alla deformazione dei sedimenti stessi.

Il caso di studio che verrà presentato nel seguito è stato selezionato per sviluppare la metodologia di analisi, caratterizzazione e ricostruzione 3-D dell'architettura stratigrafica, allo scopo di migliorare le modalità di elaborazione dei modelli idrostratigrafici quantitativi che costituiscono la base della modellistica idrogeologica. Il caso scelto è riferito alla Pianura Lombarda quaternaria, sede di acquiferi strategici e molto studiati e sfruttati, sviluppati in ambienti idrostratigrafici prevalentemente alluvionali e fluvioglaciali, subordinatamente marino-transizionali, con limitata presenza di corpi cementati e soggetti a deformazione tettonica modesta, come descritto nel successivo Cap.3.

Lo sviluppo del testo del presente lavoro prevede quindi di premettere la messa a punto metodologica ottenuta come risultato conclusivo (Cap. 2) al fine di consentire di seguirne agevolmente lo sviluppo nella successiva descrizione nell'ambito dell'applicazione selezionata. La geologia del caso di studio è presentata nelle linee generali nel Cap.3, da cui derivano alcuni elementi che costituiranno un vincolo per le ricostruzioni architetture successive. L'organizzazione della base di dati ed il progetto del relativo data-base sono schematizzate nel Cap. 4, cui fanno seguito i capitoli dedicati alle descrizioni delle analisi ed elaborazioni relative ai passaggi di scala, di gerarchia e di dimensioni (analisi 1-D, Cap.5; passaggio all'ambiente 2-D, Cap.6; ricostruzione 3-D, Cap.7). Il risultato di merito dell'applicazione è riassunto nel Cap.8, che presenta il modello architetture gerarchico ottenuto per l'area di studio nei caratteri geologici ed idrostratigrafici. La discussione conclusiva (Cap.9) presenta la sintesi della messa a punto metodologica e dei risultati di merito relativi all'applicazione sviluppata nella media pianura lombarda.

L'intera base di dati utilizzata è immagazzinata nel geo-database progettato, realizzato e popolato *ad hoc* per questo studio. Il geo-database è depositato presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano. Per brevità e facilità di lettura del testo che segue la base di dati viene presentata sommariamente e per esempi solo ove necessario, rinviando al geo-database depositato.

1.1. Approccio geologico e matematico multiscala

Pressoché tutti gli studi recenti dimostrano come l'eterogeneità del mezzo poroso, scendendo a scale maggiori di quella del gruppo acquifero fino alla scala dell'assemblaggio granuli/pori, influenzi fortemente i processi di flusso e trasporto costituendo un insieme di variabili alle quali i metodi di simulazione e calcolo idrogeologico sono estremamente sensibili (*Asprion & Aigner, 1999; Heinz & Aigner, 2003*). La problematica affrontata ha radici antiche che nascono fin dagli albori dell'idrogeologia come scienza quantitativa. La necessità di semplificare le eterogeneità del sottosuolo, volta ad una rapida determinazione dei parametri idrogeologici d'interesse (*Theis, 1935; 1967; Anderson, 1989*), affianca l'esigenza di un approccio di tipo geologico, senza il quale risulta impossibile realizzare modelli di acquifero. Questi ultimi, solo tenendo conto dell'architettura gerarchica e delle eterogeneità in essa annidate (*Cushman, 2002*) a diversi ordini di scala e gerarchia, possono risultare effettivamente attendibili e quindi validi per le applicazioni per cui vengono concepiti (*Anderson, 1989; Jussel et al., 1994; Anderson, 1997; Anderson et al., 1999; Huggenberger & Aigner, 1999; Huggenberger & Regli, 2006*).

Ancor più nei sistemi di simulazione complessi, in cui avviene il tentativo di accoppiare processi multi-fisici, diventa di fondamentale importanza la conoscenza dell'eterogeneità del mezzo poroso. Ad esempio il calcolo del bilancio dello scambio idrico tra acque superficiali ed acque di sottosuolo esige il massimo dettaglio possibile nella conoscenza della distribuzione dell'eterogeneità dell'acquifero: distribuzione dell'eterogeneità nelle zone di contatto tra acque superficiali e acque di sottosuolo, caratterizzazione dell'eterogeneità idrogeologica del mezzo non saturo, andamento ed anisotropie delle strutture idrostratigrafiche, eterogeneità delle proprietà idrodispersive dei volumi saturi. Negli studi regionali è quindi di estrema importanza mantenere un approccio gerarchico nella propagazione dell'eterogeneità partendo, ove possibile, dalla descrizione dell'intervallo deposizionale fino alla definizione dell'assetto dei Gruppi Idrostratigrafici regionali. Su questo aspetto e sui criteri teorici ed applicativi di variazioni di scala si sono ormai consolidati numerosi studi (*Baines et al., 2002; Gourry et al., 2003; Zahlea et al., 2005; Bersezio et al., 2007*).

Il problema della propagazione delle eterogeneità nelle simulazioni architetturali dell'idrostratigrafia è risolto matematicamente secondo due approcci ben distinti. Un approccio geostatico-probabilistico tende a riprodurre fedelmente la distribuzione dell'eterogeneità intervenendo essenzialmente su tre aspetti: i) definizione dei rapporti tra le variabili e le relative indicatrici simulate, ii) probabilità che le variabili assumano valori diversi in determinate posizioni dello spazio e iii) probabilità che i differenti valori delle variabili siano o non siano affiancati a determinati altri. Diversamente un approccio, deterministico, prevede l'assunto a priori che la

variabile da propagare sia continua ed in quanto tale interpolabile.

Una delle caratteristiche principali di alcuni sistemi fisici naturali, tra cui quelli sedimentari, è quella di possedere una struttura frattale determinata. Oggetti diversi, con dimensioni diverse (es: un sistema deposizionale acquifero verso un gruppo di lamine appartenenti ad un'idrofacies al suo interno), aventi significato geologico ed idrogeologico estremamente diverso, osservati indipendentemente dalla scala possono comparire come simili ed al loro interno possedere stili di propagazione dell'eterogeneità confrontabili. Conoscere quindi la scala fisica degli oggetti da rappresentare nel modello geologico non è strettamente di primaria importanza, se si è in grado di descrivere lo stile della propagazione delle eterogeneità nell'organizzazione gerarchica dell'architettura sedimentaria (*Jordan & Prior, 1992; Lunt et al., 2004; Bridge & Lunt, 2006; Rubin et al., 2006*).

1.2. Metodologie matematiche attualmente utilizzate per la definizione della distribuzione dell'eterogeneità del sottosuolo;

La soluzione della caratterizzazione e ricostruzione della tipologia e distribuzione delle eterogeneità nel sottosuolo è data dal punto di vista matematico da due ben distinti approcci: 1) quello deterministico, teso alla definizione di volumi omogenei, 2) quello probabilistico, dedicato essenzialmente allo studio della probabilità che due elementi con caratteristiche determinate siano affiancati nel volume incognito.

L'approccio deterministico può essere funzionale alla definizione delle eterogeneità del sottosuolo in quanto è possibile inizialmente ricostruire le superfici-limite di *top* e *bottom* di ogni singolo volume (*Breunig, 1999; Lemon & Jones, 2003*) all'interno del quale è presupposta come invariante la proprietà litologica ed idrodispersiva del mezzo poroso (eterogeneità). In questo modo si possono definire infiniti volumi con diverse caratteristiche interne. Fissate le geometrie dei corpi è possibile definire il grado di incertezza e di confidenza spaziale ovvero quantificare l'incertezza sulla forma e sul corretto posizionamento dei corpi sedimentari nel modello di sottosuolo.

I limiti di tale tecnica sono essenzialmente di due tipologie: 1) le variabili interpolate devono essere continue nello spazio e non è prevista la vicinanza di due oggetti identificati da quantità numericamente non contigue; 2) i volumi sedimentari devono poter essere delimitati in modo certo, alla scala adottata, nelle aree di indagine. Nelle interpretazioni geologiche mono-bi-tridimensionali

spesso non si è in grado di discernere tra la non presenza di un oggetto o la sua assenza dovuta ad un metodo di indagine con accuratezza/definizione minore rispetto a quella delle dimensioni dell'oggetto stesso. Questo comporta, secondo la visuale deterministica, la definizione di volumi con forme talora fittizie, artificiali o poco verosimili da un punto di vista geologico e stratigrafico-deposizionale.

L'approccio probabilistico propaga le eterogeneità nello spazio grazie a leggi statistiche ricavate da una porzione di sottosuolo nota. Tale tecnica è estremamente efficiente nella definizione e nella conservazione dei rapporti di facies e della stazionarietà della distribuzione degli elementi. Esistono molteplici tecniche per la simulazione delle litofacies (*De Marsily et al., 2005; Falivene et al., 2007*). Nella descrizione delle eterogeneità in sedimenti di natura glaciale, fluvio-glaciale ed alluvionale le tecniche più utilizzate sono *Sequential Indicator Simulation (SISIM; Goovaerts, 1997; Journel et al., 1998; Seifert & Jensen, 1999; Zappa et al., 2006; Felletti et al., 2006; Falivene et al., 2007)*, *Transition probability geostatistics (T-ProGS; Carle & Fogg, 1996; Dell'arciprete et al., 2010)*, *Multiple Point Simulation (MPS; Strebelle, 2002; Liu et al., 2005)*, *Truncated Pluri-Gaussian Simulation (TPGS, Le Loc'h & Galli, 1996; Dowd et al., 2003; Mariethoz et al., 2009)*. Ognuna di queste tecniche risolve in maniera diversa la propagazione dell'eterogeneità. Gli studi più recenti dimostrano come, applicando queste tecniche di simulazione in un analogo di acquifero affiorante (in cui si ha la rara possibilità di paragonare direttamente il volume simulato con le reali eterogeneità) ognuna di queste tecniche riesce a riprodurre realisticamente solo alcune caratteristiche. A seconda della tipologia degli oggetti, della loro dimensione, della loro forma e della loro percentuale rispetto al volume totale varia la capacità di simulazione ogni singola tecnica (*Dell'arciprete et al., 2010*). Si è osservato come queste tendano a riprodurre geometrie poco verosimili quando vengono utilizzate per simulare volumi delimitati da superfici di ordine gerarchico troppo distante da quello degli oggetti simulati (*Bersezio et al., 2011*).

1.3. Interpolazione e simulazione dell'eterogeneità nei mezzi porosi

La simulazione è lo strumento principale per la ricostruzione dei sistemi deposizionali eterogenei. Nonostante ciò essa pone alcuni limiti per quanto riguarda la fedeltà della riproduzione delle geometrie in elementi deposizionali particolarmente complessi. L'unico metodo efficace appare ad oggi quello di discretizzare il volume indagato in porzioni omogenee nello stile di propagazione interno. Questo permette di definire una direzione nello spazio da imporre come principale anisotropia delle eterogeneità. La possibilità che offrono tecniche di interpolazioni avanzate (kriging 3D riferito a superfici) è di poter rendere non stazionaria nello spazio la direzione di anisotropia delle eterogeneità. Il limite dell'interpolazione 3D (come è la natura del kriging e di tutte le tecniche con approccio deterministico) è quello di non poter affiancare oggetti non continui. Sarebbe impossibile quindi propagare l'eterogeneità litologica con questi metodi mentre sarebbe efficientissimo in ambito idrogeologico ed idrostratigrafico per la propagazione delle caratteristiche idrodispersive continue, per definizione, nello spazio.

2.Scopo e metodologia del lavoro

2.1. Obiettivi dello studio

Lo scopo del seguente lavoro è la definizione quantitativa tridimensionale delle eterogeneità idrostratigrafiche presenti nella sequenza Quaternaria in un settore della pianura Padana a SE di Milano. Il raggiungimento dell'obiettivo ha richiesto la messa a punto di una metodologia multidisciplinare, che combina l'approccio geologico con quello matematico in senso lato, attraverso la gestione in ambiente GIS-dinamico della base di dati. La metodologia sviluppata rappresenta quindi uno dei principali risultati del lavoro; in questo senso il risultato di merito (la modellistica idrostratigrafica) assume importanza principalmente come esempio di applicazione e come validazione del metodo stesso.

La sperimentazione si è concentrata su di un prisma sedimentario con base circa quadrata di 10 km di lato e altezza di 250 m, sotteso dall'attuale pianura alluvionale a NE di Milano nei pressi di Cassano d'Adda (Fig. 2.1).

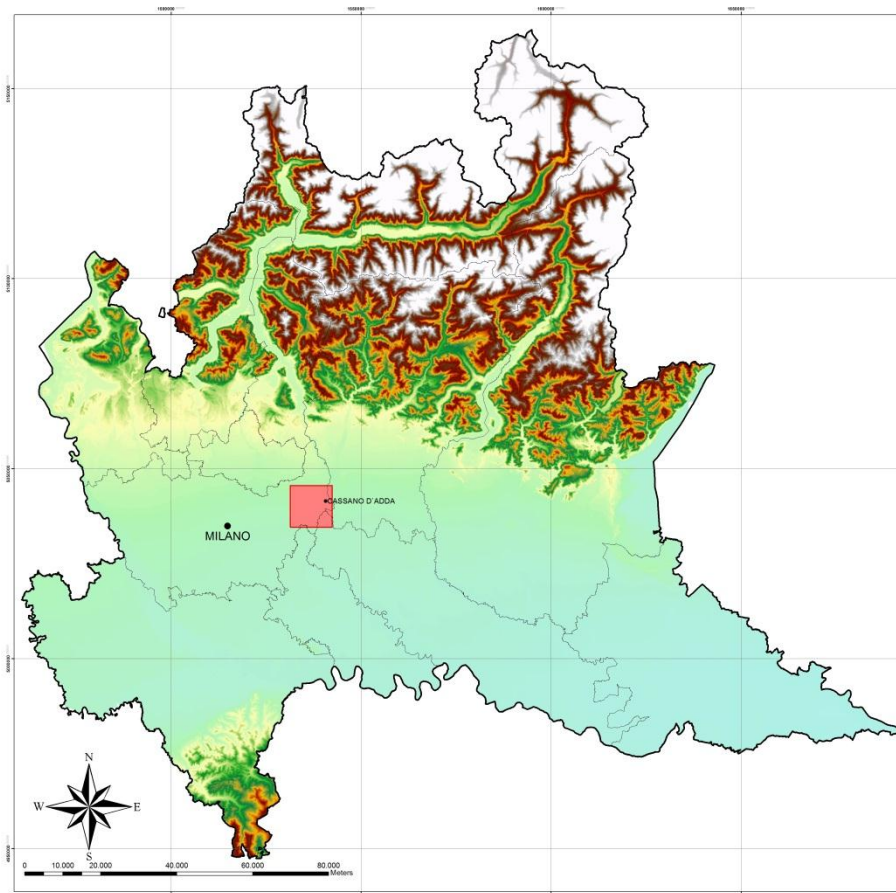


Figura 2.1 Figura di inquadramento geografico dell'area di studio (in rosso al centro)

Tale volume è stato scelto per due motivi di rilevante importanza: 1) la pianura di Cassano d'Adda sottende i sedimenti di transizione tra le conoidi fluvio-glaciali pleistoceniche posizionate a ridosso della sutura pianura padana-catena alpina e le coeve sequenze fluvioglaciali, alluvionali e di piana fluviale distale; 2) in questa area fortemente antropizzata è presente una forte concentrazione di canali e derivazione a scopo irriguo da cui derivano relazioni di scambio tra le acque superficiali e le acque sotterranee. Queste sono di estremo interesse sia dal punto di vista della gestione razionale della risorsa idrica che da quello dello scambio di inquinanti tra i due sistemi inevitabilmente interconnessi. In questo senso il modello risultante da questo lavoro predispose quanto necessario per la modellazione di queste relazioni, come sviluppo futuro della ricerca in oggetto.

Nel seguito viene proposta la metodologia di lavoro premettendo quindi le caratteristiche conclusive della procedura messa a punto nel corso dello studio per la ricostruzione multiscala dei sistemi deposizionali quaternari fluvioglaciali, fluviali, e subordinatamente costieri e marini dell'area. L'area è stata considerata come una zona campione all'interno della quale sviluppare il metodo per la ricostruzione dell'assetto idrostratigrafico che tenga conto delle diverse tipologie di eterogeneità a differenti scale.

2.2. Metodologia adottata

Lo schema metodologico messo a punto al termine del lavoro è presentato in Fig. 2.2, e viene brevemente commentato nel seguito.

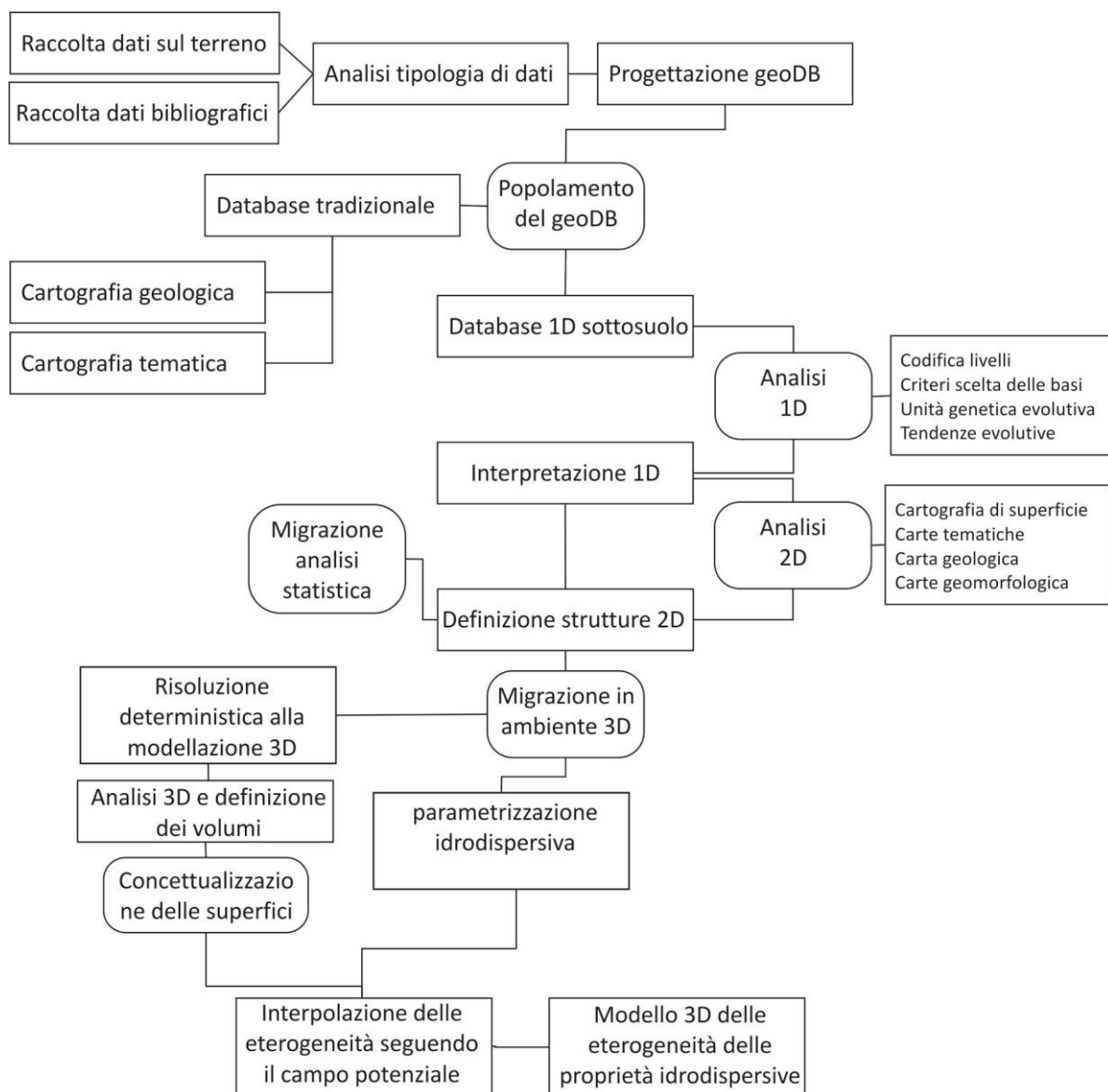


Figura 2.2 Schema concettuale dei processi nel metodo di lavoro dopo la messa a punto conclusiva.

a) Il punto di partenza è l'approccio strettamente geologico-stratigrafico, utilizzando una classificazione gerarchica per ogni elemento inserito nel contesto deposizionale, essenziale per comprendere al meglio i processi che governano la forma e le eterogeneità delle strutture indagate.

L'analisi e ricostruzione della complessità delle geometrie richiede procedure molto complesse che prevedono la possibilità di variazione sia scalare che dimensionale di ogni oggetto osservato ed interpretato. Per questo la definizione delle procedure di metodo ha richiesto una notevole concettualizzazione e una buona dose di lavoro per legare gli strumenti informatici in grado di esaudire le esigenze richieste da un approccio geologico gerarchico.

b) La progettazione a priori del database geografico in ambiente GIS (geo-DB) è stata quindi necessaria per poter costruire un oggetto informatico robusto e rigoroso in grado di consentire sia una rapida analisi territoriale sia l'esportazione di tutti gli elementi (dati ed interpretazioni) verso altri modelli di software (statistici, geostatistici, modellistica 3-D). Il geo-DB è stato costruito per garantire la massima interoperabilità tra software estremamente diversi con concezioni e sistemi di lavoro anche molto distanti tra loro. Per affrontare questa problematica si sono implementati tools ad hoc e si è sempre cercato di organizzare i dati geografici e gli attributi tenendo presente le esigenze dei vari software utilizzati.

c) Definita la struttura del geoDB si è passati al suo popolamento (la base di dati sarà presentata nel cap. 4) con i dati per la definizione della stratigrafia fisica. Questi sono stati divisi in due distinte categorie: dati di superficie, raccolti attraverso rilievi geologici e geomorfologici originali sul territorio ed integrati con i dati di studi pregressi e dati di sottosuolo monodimensionali (1D, cap.5), per cui si è prodotto un DB ad hoc riclassificando e normalizzando dati provenienti da catasti pubblici e cessioni da parte di privati. Parallelamente all'implementazione dei dati lito-tessiturali di superficie e di sottosuolo si sono normalizzati ed inseriti i dati relativi alle proprietà litotecniche, idrogeologiche ed idrodipersive. L'ambiente GIS è stato utilizzato fino alla definizione dei modelli bidimensionali interpretativi (2D, sezioni idrostratigrafiche, cap.6).

d) La migrazione del database 1-D e 2-D verso un ambiente di lavoro 3-D è stata effettuata verso due distinti sistemi di analisi: il primo si è occupato di definire le caratteristiche statistiche descrittive degli elementi all'interno del geo-DB, il secondo si è occupato della modellazione tridimensionale delle strutture geologiche indagate (3-D, cap.7). Da tempo ormai è affermata l'estrema utilità dei modelli tridimensionali, in contrasto con i falsi 3-D costituiti da estensioni di strutture bidimensionali correntemente in uso in diversi software di modellazione idrogeologica, per la miglior comprensione delle strutture geologiche indagate (*Houlding, 1994; Mallet, 2002; Wijns et al., 2003; Wu et al., 2005*). In questo lavoro si è deciso di impostare la ricostruzione del modello tridimensionale utilizzando come dati di input delle immagini interpretate bidimensionali, rappresentate dalle sezioni geologico-idrostratigrafiche opportunamente realizzate (*Galera et al., 2003*).

e) La spiccata natura discontinua, spesso erosionale della maggior parte dei contatti fisici tra entità

sedimentarie negli ambienti alluvionali e fluvio-glaciali ha reso di non facile lettura le relazioni geometriche tra le unità stratigrafiche descritte. La ricostruzione dell'assetto stratigrafico tridimensionale è avvenuta utilizzando il metodo del campo potenziale (Cillès *et al.*, 2004), che verrà descritta nel Cap.6. Tale tecnica è stata scelta tra le molte perché permette non solo di intervenire sulle relazioni geometriche tra le entità ma di propagare tali relazioni all'interno del loro stesso volume. Ogni unità è definita come una porzione di spazio delimitata a tetto ed a letto da due superfici isopotenziali (Calcagno *et al.*, 2008); se si associano quindi ad ogni superficie un ordine gerarchico ed un significato geologico e deposizionale è possibile prevedere uno stile geometrico di propagazione dell'eterogeneità all'interno del volume (es: gli strati all'interno di una clinoforme in un foreset progradante saranno, alla scala del gruppo di strati, paralleli alla superficie di tetto del sistema; Fig. 2.3 e Fig. 2.4).

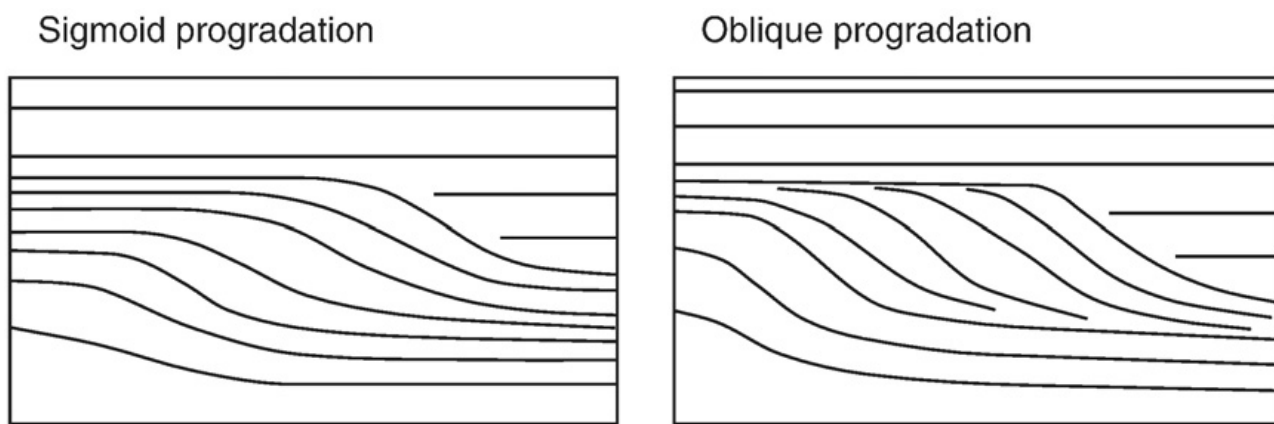


Figura 2.3. Geometrie di strati associate ad un sistema progradante tipo piattaforma-scarpata (Da Mitchum & Vail, 1977). Da notare le strutture a sigmoide con geometrie complesse presenti all'interno delle zone a sedimentazione piano-parallela e le relazioni di concordanza, parallelismo, discordanza con onlap, toplap e downlap dei limiti tra pacchi di strati.

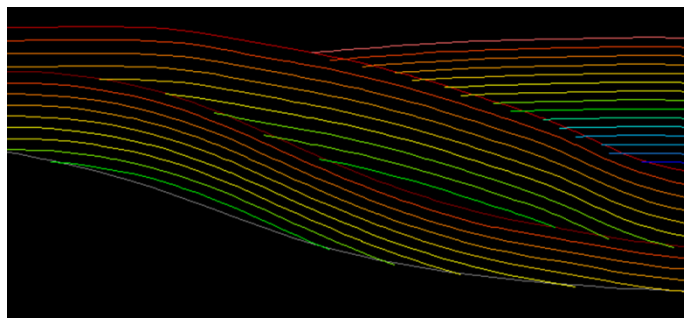


Figura 2.4. Linee del campo potenziale estratto da una sezione geologica generata con Geomodeller© (Cap. 6.) seguendo la tecnica del Campo Potenziale. Si osservi come le geometrie descritte nella Fig.2.4 da Mitchum & Vail (1977) vengano con dettaglio riprodotte. Le linee Rosse identificano i limiti di tetto e di letto dei corpi progradanti mentre le linee in altri colori offrono una rappresentazione del campo potenziale interno ad essi.

Definire un campo (in questo caso un campo potenziale parallelo alle geometrie della base o del tetto delle unità stratigrafiche) permette di propagare all'interno dei volumi isolati delle caratteristiche geometriche (parallelismo alla base o al tetto di ogni elemento stratigrafico) in modo continuo (per la definizione stessa di campo). Tali geometrie possono essere utilizzate per vincolare l'anisotropia nel calcolo della propagazione delle eterogeneità interne alle entità stratigrafiche. In tal modo non sarà più necessario andare a studiare alcune delle direzioni preferenziali in cui si prediligerà la correlazione tra gli elementi omologhi ma l'anisotropia della correlazione varierà in ogni punto dello spazio seguendo le geometrie del campo potenziale.

Le geometrie osservate sono ben sovrapponibili alle immagini ed alle relazioni geometriche che si è abituati ad identificare nei sistemi deposizionali secondo gli schemi dell'interpretazione sismica (*Vail & Mitchum, 1977*) e della stratigrafia sequenziale (*Catuneanu, 2009*). Si possono osservare relazioni erosionali, discordanze angolari, *onlap*, *offlap*, *downlap*, *toplap* e parallelismo (Fig. 2.3 e Fig. 2.4).

f) Definite le unità stratigrafiche e le geometrie che governano al loro interno la propagazione delle eterogeneità si è passati all'interpolazione delle idrofacies. L'utilizzo delle idrofacies per la modellazione dell'eterogeneità idrogeologica di sedimenti alluvionali, con un approccio sedimentologico, è comune a molti recenti lavori (*Anderson et al., 1999; Bersezio et al., 1999b; Klingbeil et al., 1999; Heinz & Aigner, 2003; Heinz et al., 2003; Felletti et al., 2006; Zappa et al., 2006; dell'Arciprete, 2009*). Ogni litofacies presente nel database di sottosuolo è stata parametrizzata stimando la sua conducibilità idraulica (k). I parametri di k associati alle litofacies sono stati determinati secondo: 1) stime derivate da analisi granulometriche di campioni raccolti in affioramento, in scavi e cave e durante perforazioni; 2) stime derivate da indagini geotecniche (SCPT, CPT, SPT); 3) dati pregressi in analoghi di acquiferi riconducibili ai sedimenti indagati dal presente lavoro; 4) dati bibliografici.

Sono state prodotte 3 tipologie di parametrizzazioni idrogeologiche: parametrizzazione con 18 idrofacies utilizzata per osservare le variazioni delle caratteristiche idrodipersive a grande scala e localmente all'interno delle singole unità stratigrafiche; parametrizzazione a 7 classi di idrofacies per l'identificazione delle caratteristiche alla scala e gerarchia dei Sistemi Idrostratigrafici; parametrizzazione a 3 gruppi di idrofacies (Acquifero, Acquitardo, Acquicludo) per individuare le geometrie all'ordine gerarchico dei Complessi e Gruppi idrostratigrafici alla scala dell'intero volume indagato.

3. Inquadramento geomorfologico, geologico ed idrostratigrafico dell'area di studio

3.1. Elementi geomorfologici

L'area di studio si colloca nella porzione settentrionale della Pianura Lombarda centrale (Fig. 3.1). Tale zona è caratterizzata da un palinsesto di unità geomorfologiche e stratigrafiche fluvioglaciali terrazzate con profonde incisioni del reticolo fluviale principale e modeste incisioni, con orientamento preferenziale N-S, del reticolo idrografico minore.

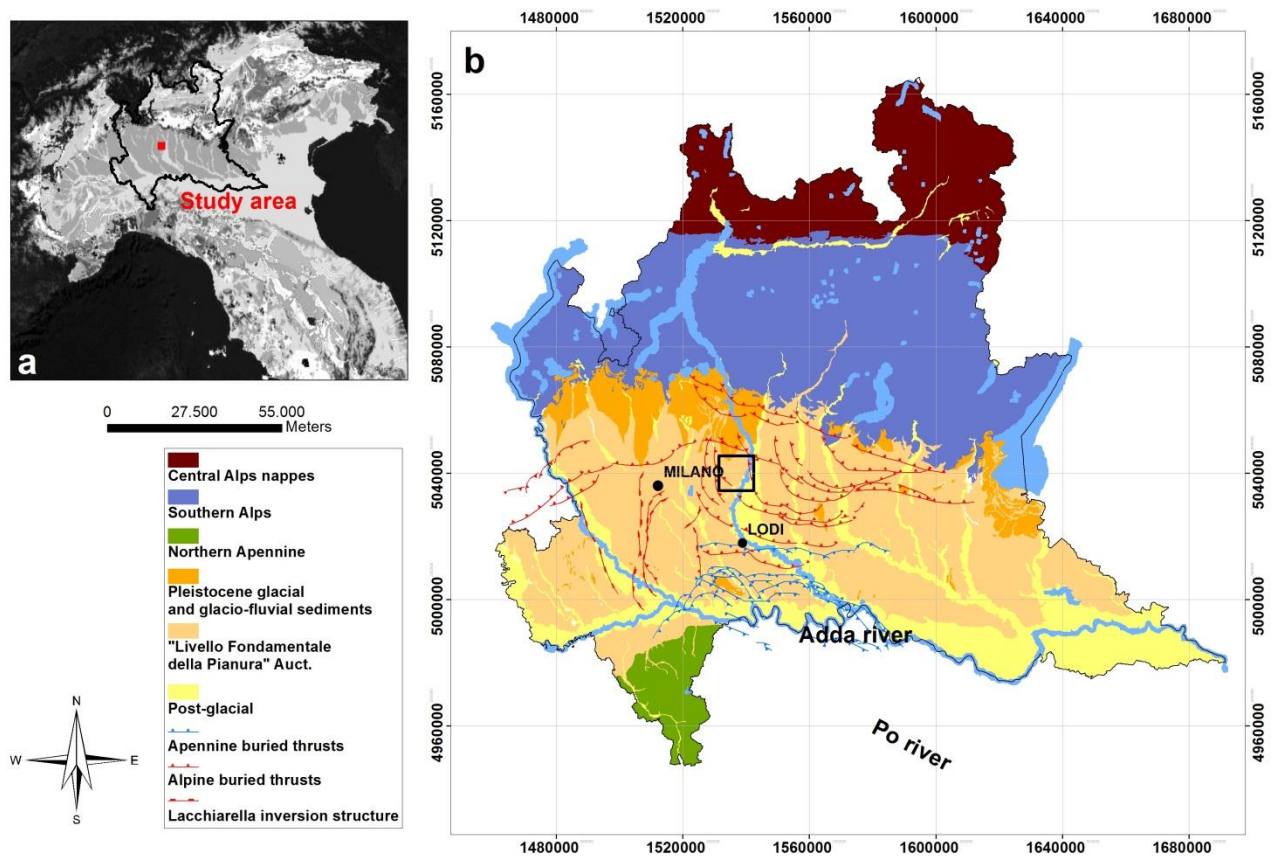


Figura 3.1. Ubicazione dell'area di studio. a) In rosso è indicata l'ubicazione dell'area nella Pianura Padana; b) Carta Geologica della Lombardia (modificato da Sistema Informativo Falda, Regione Lombardia). L'area di studio è riquadrata in nero. Si sono sovrainposte le tracce dei lineamenti tettonici alpini (in rosso, tratti da Fantoni et al., 2004) e le tracce dei lineamenti tettonici sepolti appenninici (in blu, da Pieri & Groppi, 1981 e da Bigi et al., 1990).

Tale area di pianura è caratterizzata da quote che variano da 93m s.l.m. nella porzione sudorientale (Rivolta d'Adda) a 160 m s.l.m. nella porzione centro-settentrionale (Inzago, Gessate)(Fig. 3.2). Dal punto di vista altimetrico si riconoscono tre aree: la prima, la più rilevata con un'altezza media di 130 m s.l.m. occupa i $\frac{3}{4}$ della porzione occidentale ed appartiene alle Fasce di Media Pianura e di Transizione alla Bassa Pianura (*Castiglioni & Pellegrini, 2001*) nell'area di studio identificata come Livello Fondamentale della Pianura (di qui e nel seguito LFP, *Castiglioni & Pellegrini, 2001*);

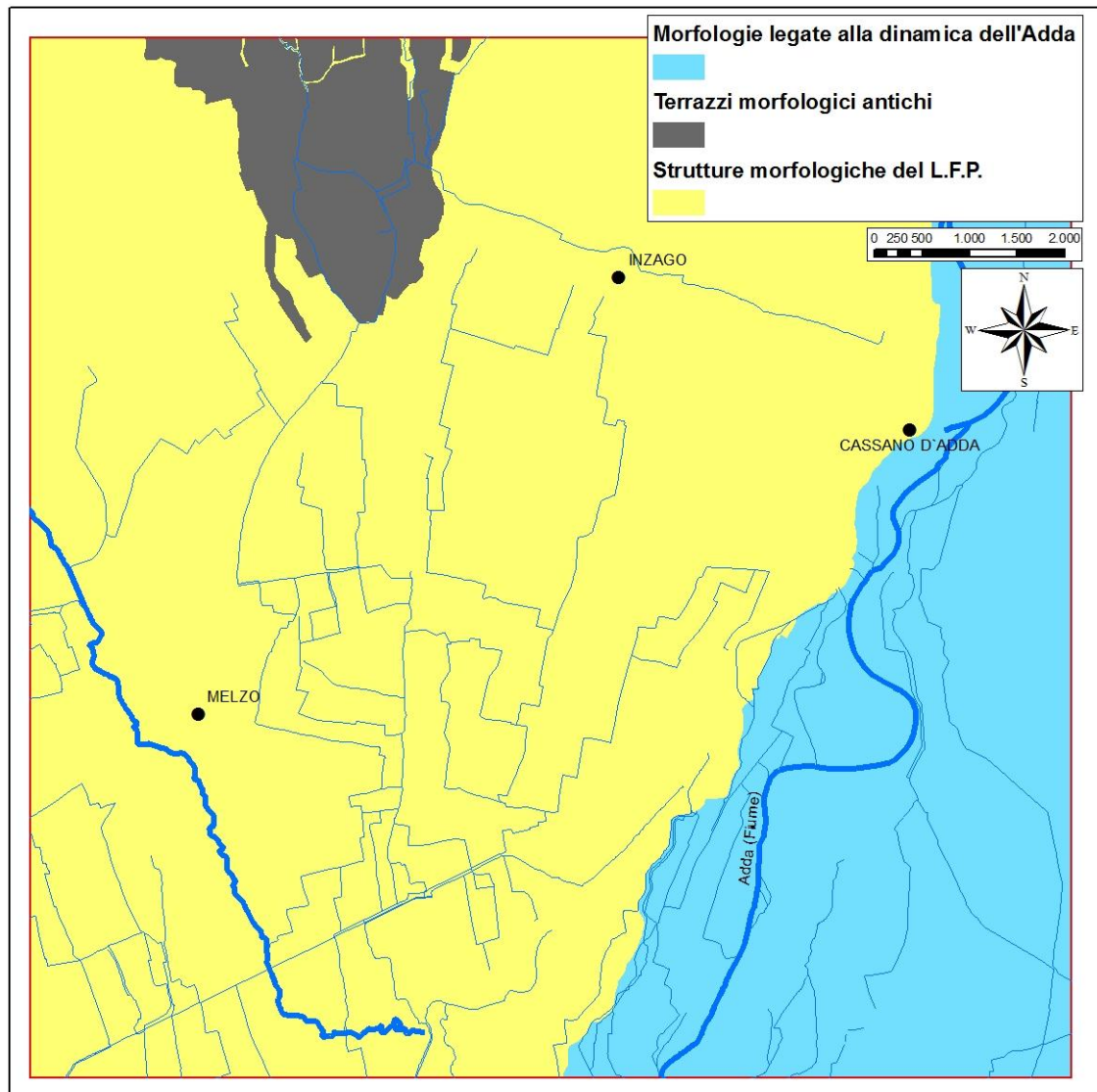


Figura 3.2. *Divisione morfologica del territorio: in grigio i terrazzi fluvio-glaciali antichi, rilevati, settentrionali; in giallo le superfici del “Livello Fondamentale della Pianura”; in azzurro la Valle incisa dell’Adda.*

la seconda, corrispondente alla Valle incisa dell'Adda (Piane di Divagazione Fluviale Olocenica

Incassate, di *Castiglioni & Pellegrini, 2001*) con altezza media di 100 m s.l.m. si colloca nella parte orientale della zona di studio, rappresentandone il margine (Fig.3.2); la terza è rappresentata dalla porzione settentrionale del dominio in esame, riferita all'estremo lembo meridionale di un terrazzo fluvioglaciale antico profondamente eroso (Fig. 3.2), manifestazione meridionale di una struttura più estesa di terrazzi fluviali e fluvioglaciali e di conoide pedemontana (Alta Pianura Ghiaiosa, Conoidi e Apparati Fluvioglaciali, di *Castiglioni & Pellegrini, 2001*), che dalla sutura pedalpina si estendono verso la Media Pianura ove in Piemonte e Lombardia si individua secondo gli stessi il LFP.

Nella Valle incisa dell'Adda, orientata N-S, le dinamiche erosionali/deposizionali sono controllate dai movimenti del corso principale del fiume e dall'alternanza stagionale delle piene. Le pendenze variano di molti gradi a seconda della morfologia fluviale che si sta osservando. Sono presenti scarpate acclivi anche subverticali, zone a dossi e depressioni (barre e zone di accumulo di sedimenti) e zone pianeggianti. Non esiste un trend privilegiato di direzioni in quanto la divagazione fluviale meandriforme mostra un ventaglio di direzioni ampio. Tale area risulta terrazzata in numerosi ordini mostrando una recente polarità dell'erosione e scolpitura dei terrazzi da Est verso Ovest nel settore in oggetto. Tale migrazione è ben osservabile a scala regionale notando come attualmente l'Adda occupi la parte occidentale della propria valle. I sedimenti sottesi a tali forme sono riferiti al post-Glaciale (post-LGM, *Last Glacial Maximum*) ed all'Olocene, e presentano natura ghiaioso-sabbiosa nelle zone di deposito con trasporto al fondo prevalente e di natura sabbiosa, e limoso-argillosa nelle aree di esondazione e decantazione e di trasporto misto al fondo ed in sospensione.

Durante l'Olocene ed il recente, nel LFP sono predominanti le dinamiche erosive e deposizionali legate al reticolo idrografico minore (meglio sviluppato a Sud della Fascia delle Risorgive che decorre in prossimità del limite morfologico tra Alta e Media Pianura; *Castiglioni & Pellegrini, 2001*) ed alla fitta rete irrigua costituita da 3 grossi canali artificiali (Muzza, Naviglio Martesana, Canale Villoresi) e comprendente circa 250 km di rete costituita dai canali minori. In questo settore di pianura le pendenze medie sono del 5‰ nella zona settentrionale, del 2‰ in quella meridionale. Lo studio delle pendenze del dominio di studio descrive una struttura centripeta in cui si imposta un asse di drenaggio regionale orientato NNW-SSE che lo interseca interamente (Fig. 3.3).

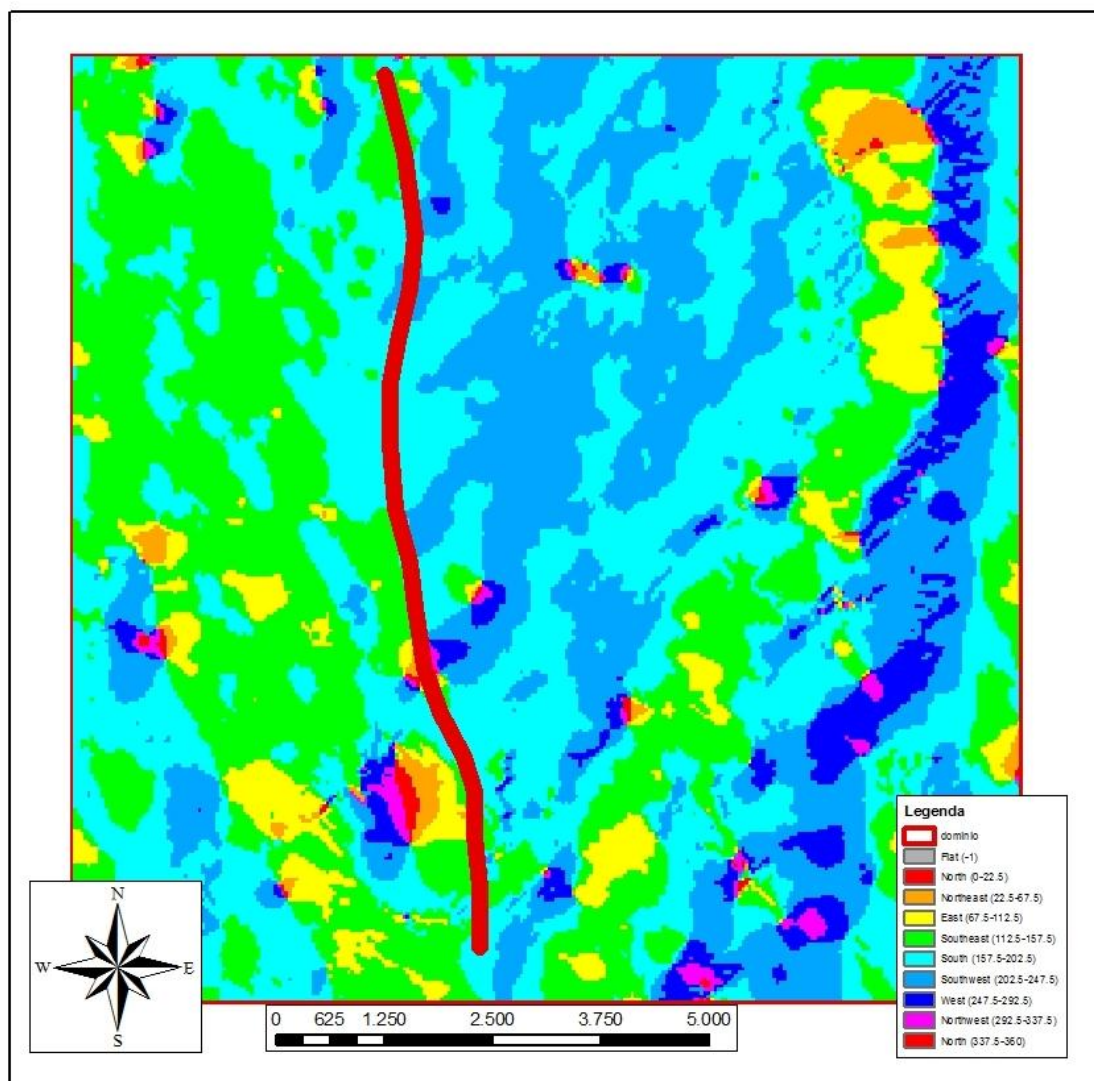


Figura 3.3. *Nell'immagine si riporta l'elaborazione dell'aspect (direzione della normale alla superficie topografica relativa al dominio di studio). La linea rossa centrale suddivide due settori distinti separati da una sorta di asse di drenaggio superficiale. Il settore occidentale, caratterizzato dai toni di verde, presenta pendenze prevalentemente rivolte verso SSE, quello orientale, caratterizzato dai toni di azzurro, presenta pendenze prevalenti rivolte a NNW.*

I sedimenti sottesi dal LFP sono di natura fluvioglaciale, associati alle glaciazioni del Pleistocene superiore (in particolare “Wurm” ed LGM di *Castiglioni & Pellegrini, 2001*; Allogruppo di Besnate ed Alloformazione di Cantu', Pleistocene superiore, di *Bini et al. 2004*). Tali sedimenti si presentano ghiaiosi grossolani e mostrano un medio grado di alterazione pedogenetica.

Il terrazzo fluvioglaciale antico settentrionale si presenta come una zona sopraelevata i cui bordi risultano essere fortemente rimaneggiati dall'attività antropica a carattere agronomico ed edilizio. Nonostante ciò si definiscono in maniera continua e netta i confini della terminazione con morfologia in pianta “a cuspidè” dei terrazzi che si diramano da Nord (Fig. 3.2). La superficie di

questo terrazzo risulta essere fortemente incisa dal reticolo idrografico minore olocenico e recente e dal reticolo idrico tardo-glaciale e post-glaciale. Alcune valli infatti risultano fortemente sovradimensionate rispetto alla portata attuale dei corsi d'acqua in esse presenti. I sedimenti sottesi da tali superfici sono riferiti alle glaciazioni del Pleistocene medio-superiore appartenenti all'Alloformazione di Binago, all'Allogruppo di Bozzente ed all'Alloformazione della Specola (Bini *et al.*, 2004). Il grado di alterazione di questi sedimenti è estremamente marcato e spesso si rinvencono potenti spessori di paleosuoli argillosi impostati su ghiaie fluvioglaciali.

3.2. Elementi geologici regionali: il substrato del Bacino Padano

Dal punto di vista geologico regionale, l'area di studio si colloca nella porzione settentrionale della Pianura Padana centrale (Fig. 3.4), in un contesto deposizionale bacino di avampaese appenninico continentalizzato, insediato sulla crosta Sudalpina strutturata in precedenza in una catena a pieghe e sovrascorrimenti (Bigi *et al.*, 1990). Specificamente l'area di studio si colloca sull'entità strutturale definita "Pedealpine Homocline" da Pieri & Groppi (1981), poco a nord della zona di intersezione dei sovrascorrimenti appenninici sui fronti strutturali sudalpini sepolti (Strutture Terziarie Embricate di Fantoni *et al.*, 2004), area soggetta a sollevamento graduale durante il Quaternario ed il Recente (Arca & Beretta, 1985) e con scarse evidenze di attività tettonica alpina. L'assetto stratigrafico dei sedimenti intercettati è influenzato dalle variazioni eustatiche pleistoceniche associate alle numerosi pulsazioni glaciali che hanno contribuito a determinare la posizione del livello di base regionale, cioè le oscillazioni della linea di costa migrante verso Est e le conseguenti posizioni e quote del sistema di drenaggio assiale del bacino (il Fiume Po), dall'*uplift* tardo pleistocenico dell'edificio sudalpino e dai locali livelli fluviali di base particolarmente mutevoli nel corso del Pleistocene medio e superiore.

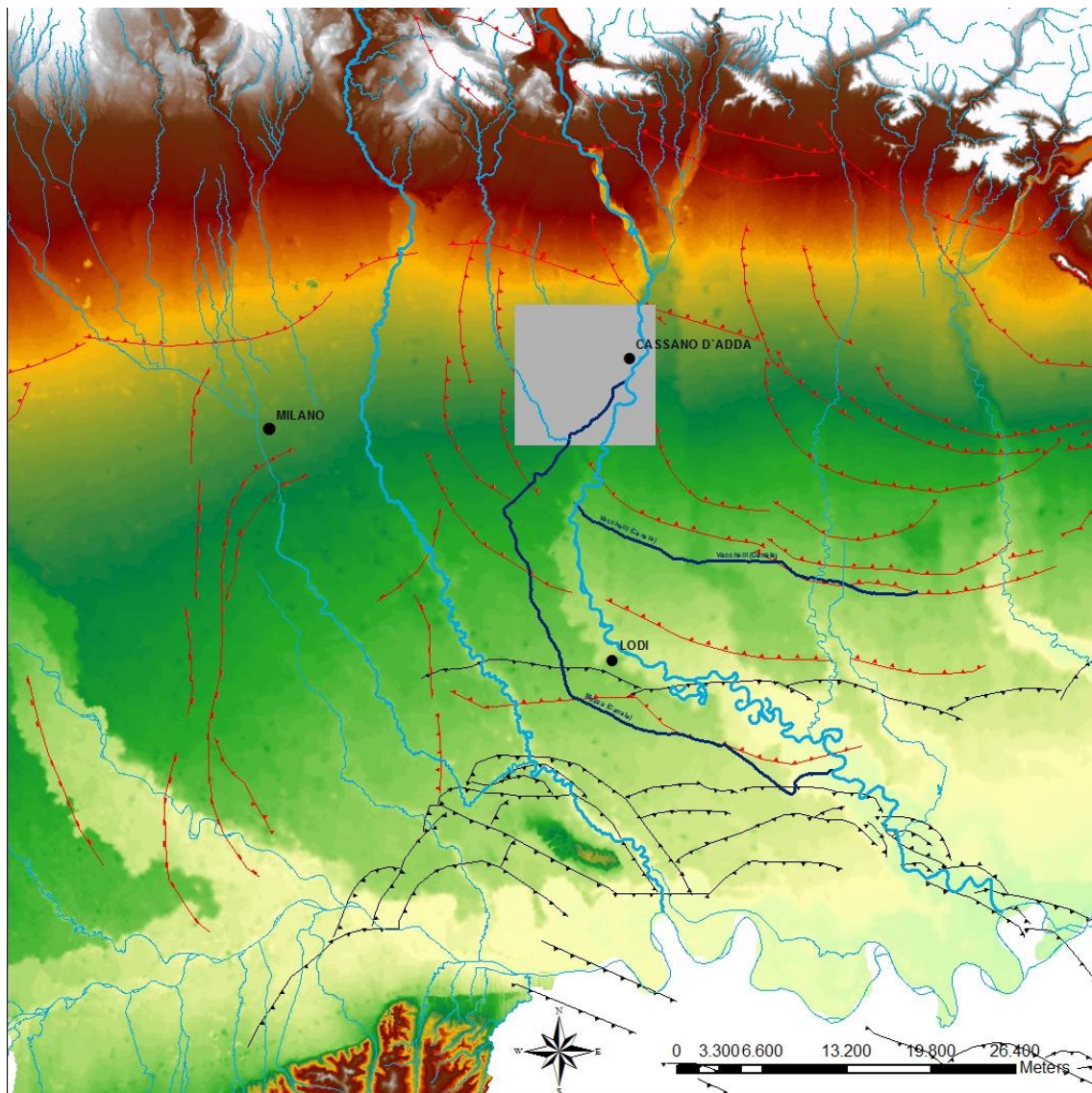


Figura 3.4. *Porzione di DTM della Regione Lombardia. In grigio il dominio dell'area di studio. Si possono osservare i lineamenti tettonici riferiti al fronte alpino (rosso con simboli di vergenza, Fantoni et al. 2004) ed quelli riferiti al fronte appenninico (neri con simboli di vergenza, Bigi et al. 1990; Pieri & Groppi, 1981). Sono evidenziati inoltre i canali antropici di maggior importanza nell'area di studio (blu scuro) e le principali aste fluviali (Adda, Lambro e Lambro meridionale in azzurro).*

La genesi del riempimento sedimentario del Bacino di Avampaese Padano, dal Miocene in avanti, è fortemente legata alle fasi di attività tettonica terminale della catena alpina (e sudalpina nel settore lombardo) che lo delimita ad Ovest e a Nord e dalle fasi di strutturazione principale della catena appenninica che la borda nel suo lato meridionale. Tra i due sistemi orogenetici si imposta un imponente cuneo caratterizzato da numerosi cicli trasgressivo-regressivi Plio-Pleistocenici, i cui terreni transizionali e continentali superiori rappresentano i sistemi idrostratigrafici padani (ENI-

RER, 1998; ENI-REL, 2002; Irace et al., 2010).

Per tutto il Pleistocene l'assetto del bacino padano viene controllato principalmente dalla traslazione verso NE del fronte appenninico settentrionale. Secondo alcuni autori sarebbero riconoscibili inoltre ripetuti movimenti compressivi riferibili al margine sudalpino (*Sileo et al., 2007*) la cui espressione morfologica era stata suggerita da *Desio (1965)*. Quanto le evidenze riportate siano da attribuire a raccorciamento attivo durante il Pleistocene sul margine meridionale del sudalpino, piuttosto che a deformazioni passive indotte dalla strutturazione appenninica o a deformazioni a carattere transtensivo associate ai lineamenti giudicariensi, rimane però ancora incerto. I movimenti di *uplift* e traslazione sono sempre intervallati da periodi di quiescenza dove, soprattutto nel margine appenninico, si sviluppano evidenti fenomeni di subsidenza (*ENI-RER, 1998*).

L'espressione della migrazione verso E della linea di costa, durante le fasi di continentalizzazione, è visualizzata da importanti riflettori sismici che nello studio di *ENI-RER (1998)* ripresi da *ENI-REL (2002)* vengono correlati ed identificano la TSB (transizione scarpata sottomarina-piana Bacinale; Fig. 3.5) L'evoluzione del bacino Padano, dal Pliocene superiore all'attuale, può essere sintetizzato in 7 fasi (*ENI-REL, 2002*):

- da 3,9 a 3,3 Ma; grande evento tettonico compressivo appenninico che induce una forte regressione nel settore occidentale nell'area piemontese
- da 3,3 a 2,4 Ma; fase di quiescenza espressa nei record stratigrafici dal rapporto di onlap fra le superfici di sedimentazione e le superfici erosive indotte dal precedente evento trasgressivo
- da 2,4 a 1,6 Ma; secondo grande evento di sollevamento tettonico in cui si produce una superficie erosiva regionale a tratti subaerea e di non sedimentazione
- da 1,6 a 0,8 Ma; il cuneo progradante riempie il bacino padano fino all'altezza degli attuali fiumi Ticino e Adda (affluenti alpini del PO) grazie ad una fase di subsidenza isostatica
- da 0,8 a 0,65 Ma; inizia l'ultima importante fase di migrazione verso N del fronte appenninico settentrionale. In questo periodo avviene una forte progradazione della TSB che si colloca all'altezza di Ferrara. Tale migrazione è prodotta di una sovrapposizione di effetti; da una parte il sollevamento della dorsale ferrarese e dall'altra una variazione del livello eustatico a scala globale
- da 0,65 a 0,45 Ma; segue una fase di quiescenza e quindi di forte aggradazione. Alla fine di questo periodo si verifica una leggera fase di sollevamento che è registrata nei sedimenti come una estesa superficie erosionale che rimane molto ben evidente in corrispondenza dei principali fronti strutturali sepolti
- da 0,45 Ma ad attuale; l'ambiente è oramai strettamente continentale e si sedimentano

depositi grossolani su cui maturano paleosuoli con età e caratteristiche diverse. Le repentine e ripetute variazioni climatiche inducono uno stile di sedimentazione che passa dalla non sedimentazione alla messa in posto, nelle valli fluviali, a materiale glaciale e fluvioglaciale fino a spessori pluridecametrici.

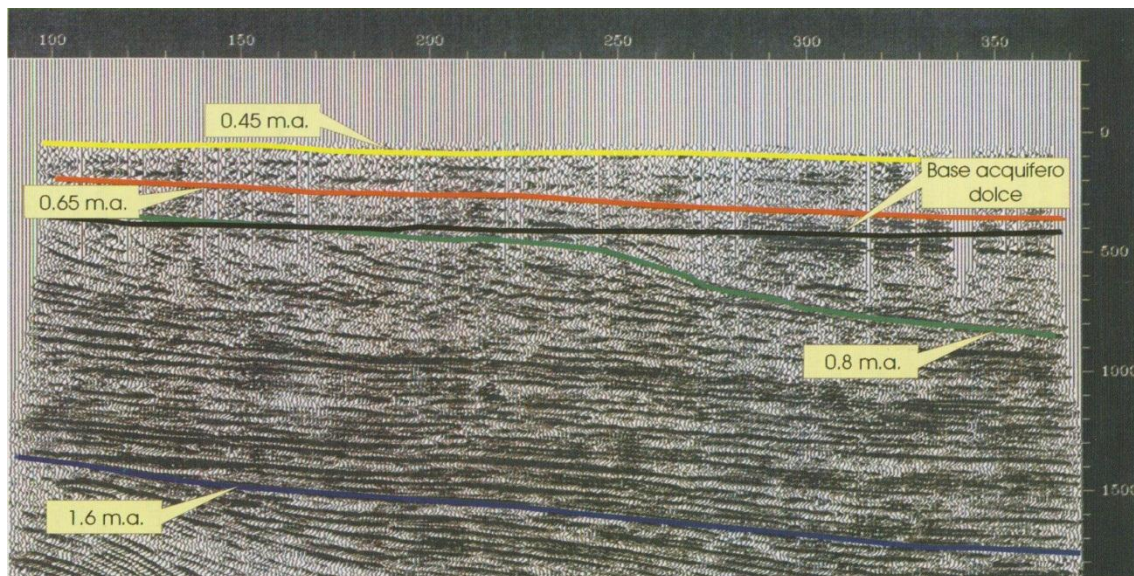


Figura 3.5. TSB (transizione scarpata sottomarina-piana Bacinale) (ENI-REL, 2002)

La geometria dei sedimenti Pleistocenici della pianura Padana è regionalmente influenzata da un tasso di subsidenza medio di 1mm/anno (Carminati et al., 2005). Tale valore è definito da due principali fattori di controllo: 1) la geodinamica dell'avampaese appenninico controlla la subsidenza *long-term* con ciclicità dell'ordine dei milioni di anni, 2) la dinamica deposizionale associata ai cicli climatici (glaciale ed interglaciale) controlla la subsidenza con ciclicità dell'ordine delle migliaia e decine di migliaia di anni (Carminati et al., 2005).

3.3. Stratigrafia Quaternaria della Pianura Padana in Lombardia.

I sedimenti continentali costituenti la regressione Pleistocenica individuata nell'area di studio sono definiti in prima analisi dal Foglio 45 "Milano" e dal Foglio 46 "Treviglio" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Fig. 3.6) ed identificano una struttura cuneiforme che si apre verso Sud. Essi appartengono ad una sequenza generalmente regressiva, ma punteggiata da cicli trasgressivo-regressivi minori, sviluppata a partire dal Pleistocene inferiore. Le unità descritte nelle carte citate, dai più recenti ai più antichi, sono le seguenti:

- a¹ Alluvioni ghiaioso sabbioso limose degli alvei abbandonati ed attivi;
- a² Alluvioni sabbiose e ghiaiose, poligeniche, costituenti il sistema dei terrazzi immediatamente sottostanti il Livello Fondamentale della Pianura, con strato di alterazione superficiale mancante o molto ridotto;
- fg^{wt} Alluvioni fluvio-glaciali sabbiose e ghiaiose per lo più non alterate, corrispondenti al Livello Fondamentale della Pianura; strato di alterazione giallo rossiccio generalmente inferiore al metro e con spessori maggiore nella parte settentrionale della pianura ;
- fg^m Alluvioni fluvio-glaciali sabbiose ghiaiose, poligeniche, con strato di alterazione argilloso ocraceo ("ferretto"), potente sino a 2,50m, progressivamente meno alterate in profondità. MINDEL. (Diluvium Antico).

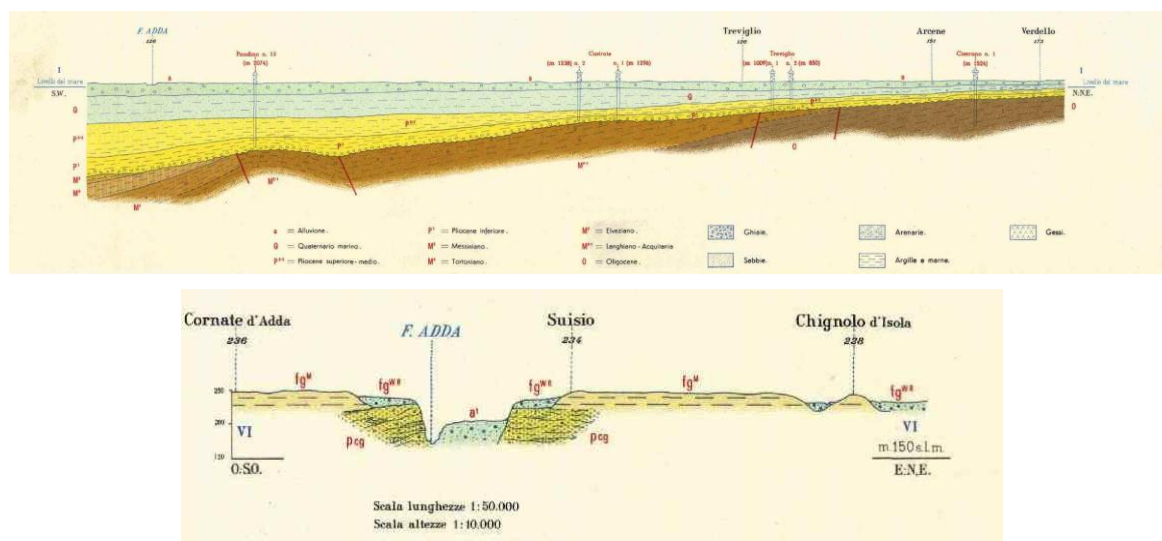


Figura 3.6. Sezione NS (in alto) passante nei pressi dell'area di studio e sezione EO (in basso) 10 km a Nord dell'area di studio (foglio 46-Treviglio della Carta Geologica di Italia)

Tale classificazione è stata totalmente superata dall'approccio descrittivo presentato da *Bini (2004)* e *Bini et al. (2004)* in cui si definiscono allogruppi ed alloformazioni (*Bini et al., 1989*: "L'alloformazione è l'unità fondamentale della classificazione allostratigrafica; essa comprende i sedimenti appartenenti ad un determinato evento deposizionale. Un'alloformazione, se ciò risulta utile, può essere completamente o parzialmente divisa in allomembri.") in cui si risolvono oggetti geologici e processi ad un dettaglio maggiore legati alle pulsazioni ed alle evidenze delle glaciazioni e nelle strutture moreniche riconosciute a tergo dei sedimenti fluvio-glaciali.

Nell'area di studio si sviluppa una complessa sequenza di eventi erosionali deposizionali con complesse relazioni di intersezione tra le unità allostratigrafiche riconosciute. *Strini (2001)* e *Bini et al. (2004)* presentano l'assetto stratigrafico che ancora oggi viene accettato come coerente nella pianura lombarda, ed applicabile direttamente alla geologia di superficie del dominio di studio.

Argille di Conche (ACo) [Pleistocene inferiore?]

Si tratta di un'unità definita molto localmente e solo in affioramento, principalmente nella forra dell'Adda, presso Paderno, appena a Nord dell'area di studio. Si tratta di limi, limi argillosi sabbiosi, argille e sabbia con locali laminazioni e presenza di resti vegetali in alcuni livelli. Le colorazioni variano da grigie a fortemente arrossate e screziate. Gli autori suggeriscono si tratti di depositi marini, di laguna e lacustri. Le uniche indicazioni paleontologiche di ambiente ed età, riferibili al Pleistocene, sono la segnalazione del molare di *Anancus Averniensis* e di ostreidi. E' probabile quindi che esistesse una lunga sequenza di materiale fine comprendente sia sottostanti depositi marini che sovrastanti depositi di acqua dolce. Non sono state proposte correlazioni nel sottosuolo tra i sedimenti fini, marino-transizionali, del Pleistocene inferiore e medio basale, e le Argille di Conche. Su basi magnetostratigrafiche, *Scardia et al. (2006)* collocano la successione marina e transizionale all'interno dei subchron Matuyama, Jaramillo e precedenti (Pleistocene inferiore e parte del medio).

Allogruppo di Vimercate (Vim) [Pleistocene inferiore]

Arenaria e conglomerato: depositi fluviali (Unità Inferiore). Ghiaia da fine a media con sabbia limosa debolmente argillosa; ghiaia da media a fine e sabbia grossolana con rari ciottoli molli; ghiaia da fine a media con matrice sabbioso limosa: depositi fluvio-glaciali (Unità Intermedia). Sabbia micacea, sabbia fine, sabbia argillosa, limo, limo sabbioso, argilla sabbiosa, argilla limosa, argilla. I colori sono variabili a denotare diversi gradi di alterazione, dal giallo al rosso al marrone. (Unità Superiore). Il presente Allogruppo viene associato alle dinamiche erosive e deposizionali di

un insieme di valli incise legata alla presenza di grandi fiumi con elevate portate, precedenti la prima grande espansione glaciale del Pleistocene medio (*Strini, 2001, Bini et al., 2004*).

L'età di questi depositi è deducibile solo per via stratigrafica, non essendo presenti elementi che consentano una datazione diretta. Come indicato in precedenza, anche questa successione potrebbe essere riferibile Pleistocene inferiore, se si ricerca una qualche corrispondenza con le magnetostratigrafie proposte in 7 sondaggi esterni all'area di studio da *Scardia et al. (2006)*.

Alloformazione di Binago (Bi) [Pleistocene medio]

Ghiaia a supporto di matrice, alterazione media. Poligenica o a dominanza di litologie locali: depositi fluvioglaciali. Diamicton massivi a supporto clastico: depositi glaciali. Questa alloformazione è quanto rimane di una piana fluviale fortemente correlata con le dinamiche dei torrenti e dei corsi d'acqua locali. La sua morfologia e le eterogeneità petrografiche dei suoi sedimenti fanno pensare ad un apporto solido locale.

L'Alloformazione di Binago non è databile direttamente. Per posizione stratigrafica essa è riferibile al Pleistocene medio (*Zuccoli, 1997*). Indirettamente, indicazioni nello stesso senso sono ricavabili dalla magnetostratigrafia proposta da *Muttoni et al. (2003)* e *Scardia et al. (2006)*, che individuano l'inizio delle fasi glaciali principali a partire dal Pleistocene medio in corrispondenza della transizione tra il chron Bruhnes ed il subchron Matuyama, quindi già all'interno del Pleistocene medio. Gli autori indicano che tutta la successione fluvioglaciale, che plausibilmente corrisponde all'intera allostratigrafia che inizia con l'Alloformazione di Binago, rientrerebbe nel chron Bruhnes.

Allogruppo di Bozzente (Bo) [Pleistocene medio]

Diamicton a supporto di matrice: deposito glaciale. Ghiaie massive o con rozza stratificazione e intercalazioni sabbiose: depositi fluviali e fluvioglaciali. Alterazione molto spinta che interessa tutto lo spessore dell'unità. L'alterazione interessa in pratica la totalità dei ciottoli ad eccezione di quelli quarzosi. I carbonati sono decarbonatati o argillificati, le arenarie sono arenizzate. I ciottoli cristallini e metamorfici sono per lo più completamente alterati e i cristallini oltre ad essere arenizzati possono mostrare un anello di arrossamento. Le rocce ultramafiche hanno un cortex di alterazione arancione molto pronunciato. Colore della matrice molto arrossato nelle porzioni superiori, meno arrossato scendendo nella successione. Presenza di patine e screziature Fe-Mn. Vengono descritti come depositi glaciali a formare morene e relitti di piane glaciali a Nord e depositi fluvioglaciali incastonati in valli incise riutilizzate successivamente come scolmatori glaciali in altri fasi fredde.

L'Allogruppo del Bozzente e, conseguentemente, le unità che ne fanno parte sono databili al

Pleistocene medio (*Zuccoli, 1997; Bini, 1997*)

Alloformazione della Specola (Spe) [*Pleistocene medio*]

Diamicton a supporto di matrice: deposito glaciale. Ghiaia a supporto di matrice con locali intercalazioni sabbiose: depositi fluvioglaciali. Superficie superiore caratterizzata da un profilo di alterazione evoluto con spessori che possono arrivare fino a 6 - 8 m. Carbonati argillificati, arenarie arenizzate, cristallini e metamorfici da totalmente arenizzati a meno alterati ma con cortex. L'Alloformazione è terrazzata dagli eventi erosivi successivi, legati alla glaciazione riferibile all'Allogruppo di Besnate

L'età di questa alloformazione non è deducibile da dati radiometrici o paleontologici. Essa, per posizione può essere attribuibile al Pleistocene medio (*Bini, 1987; Zuccoli, 1997; Bini 1997*) anche tenendo conto dei dati magnetostratigrafici già riportati (*Muttoni et al., 2003; Scardia et al., 2006*).

Allogruppo di Besnate (Be) [*Pleistocene medio-superiore*]

L'Allogruppo di Besnate indifferenziato è costituito da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaia a supporto di matrice, matrice limoso sabbiosa con colore di alterazione Munsell Soil Color Chart 10YR, ciottoli arrotondati con dimensione massima fino a 10 cm, poligenica. Ghiaia massiva a supporto clastico, matrice sabbiosa 10YR, ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a circa 20 cm, poligenica. Ghiaia a supporto di matrice e clastico rozzamente organizzata in livelli a diversa granulometria e supporto, con matrice sabbiosa, ciottoli arrotondati o subarrotondati con dimensione massima fino a 15-20 cm, presenza di livelli e lenti sabbiose; occasionale presenza di cemento sui ciottoli. Alternanza di ghiaia e fini con ghiaie organizzate in lenti e letti a diversa granulometria; ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 10 cm arrotondati. Ghiaia a supporto clastico con rozza organizzazione in letti a diversa granulometria con lenti e livelli di sabbia; ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 20 cm da subarrotondati ad arrotondati
- depositi fluviali di bassa energia e di esondazione: sabbia laminata debolmente cementata, sabbia fine non laminata, sabbia argillosa e limi argillosi; sabbia limosa con rari clasti; limi massivi, talora con rari clasti sparsi.

Anche in questo caso l'età è riferibile al Pleistocene medio (p.p.) – superiore sulla base delle correlazioni regionali (*Bini et al., 2004*) compendiate dai dati magnetostratigrafici (*Scardia et al., 2006*).

Alloformazione di Cantù (Ca) [Pleistocene superiore]

L'alloformazione di Cantù è costituita da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaia sabbiosa e limosa. Ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 40 cm, abbondanti nella frazione maggiore di 15 cm.
- depositi di versante: ghiaia a supporto di matrice con ciottoli inclinati secondo la superficie topografica
- depositi di esondazione e fluviali di bassa energia: limi massivi e limi con ciottoli sparsi e rare lenti di ghiaia fine e media. La superficie di tetto di questa alloformazione si identifica con la topografia con copertura loessica assente ed è caratterizzata da una scarsa e poco profonda alterazione. Nell'area in studio sono presenti unicamente le associazioni di facies fluvio-glaciali, riferibili alla fase di massimo glaciale dell'LGM ed alle prime fasi post-glaciali successive (*Bini et al., 2004*). Datazioni ^{14}C su sedimenti della media e bassa pianura lombarda, correlabili per posizione stratigrafica e geomorfologica con quelli dell'area in studio, indicano età compatibili con questa attribuzione (*Bersezio et al., 2004; Baio et al., 2004*).

Unità postglaciale (Pg) [Pleistocene sommitale - Olocene]

L'unità postglaciale è costituita da:

- depositi fluviali: alternanza di sabbia e ghiaia fine con matrice limoso argillosa. Debole organizzazione in lenti. Sabbia fine limosa; ghiaia media pulita nelle incisioni vallive (Valle incisa dell'Adda) ove l'apporto clastico deriva principalmente dal rimaneggiamento dei fluvio-glaciali ghiaiosi precedenti;
- depositi fluviali di esondazione e di bassa energia: limi, limi sabbiosi e sabbia, occasionalmente con clasti sparsi
- depositi di versante: alternanze di sabbie e ghiaie fini e medie in letti decimetrici. Ghiaie a diversa granulometria e con matrice da abbondante a poco abbondante, ben strutturate a conoide. Limo argilloso con clasti sparsi. Diamicton a supporto di matrice. Matrice limoso sabbiosa debolmente argillosa bruno giallastro scuro.

L'Unità Postglaciale si presenta nell'area di studio sia come il riempimento del reticolo fluviale minore sul LFP sia come sedimenti legati alle dinamiche erosive e deposizionali interne alla Valle incisa dell'Adda.

3.4. Elementi di Idrostratigrafia

La bibliografia di riferimento nella descrizione idrostratigrafica della pianura Lombarda a scala bacinale rimane dal 2002 il lavoro congiunto ENI e Regione Lombardia (*ENI-RL, 2002*) in cui si distinguono 4 Gruppi acquiferi principali (A, B, C, D; Fig. 3.7), a loro volta gerarchizzati in complessi e sistemi.

Lavorando ad una scala di maggiore dettaglio si nota come tale divisione risulti inadatta alla divisione dei corpi acquiferi locali. Alcuni lavori (*Bersezio et al., 2004*) propongono classificazioni diverse legate a strutture locali in cui si evidenzia come la compartimentazione dei corpi acquiferi individuati sia effimera. Lo studio idrostratigrafico di dettaglio e le correlazioni litologiche “*bed by bed*” proposte da questi ultimi autori mostrano una connessione idraulica spesso frequente tra corpi acquiferi considerati compartimentati.

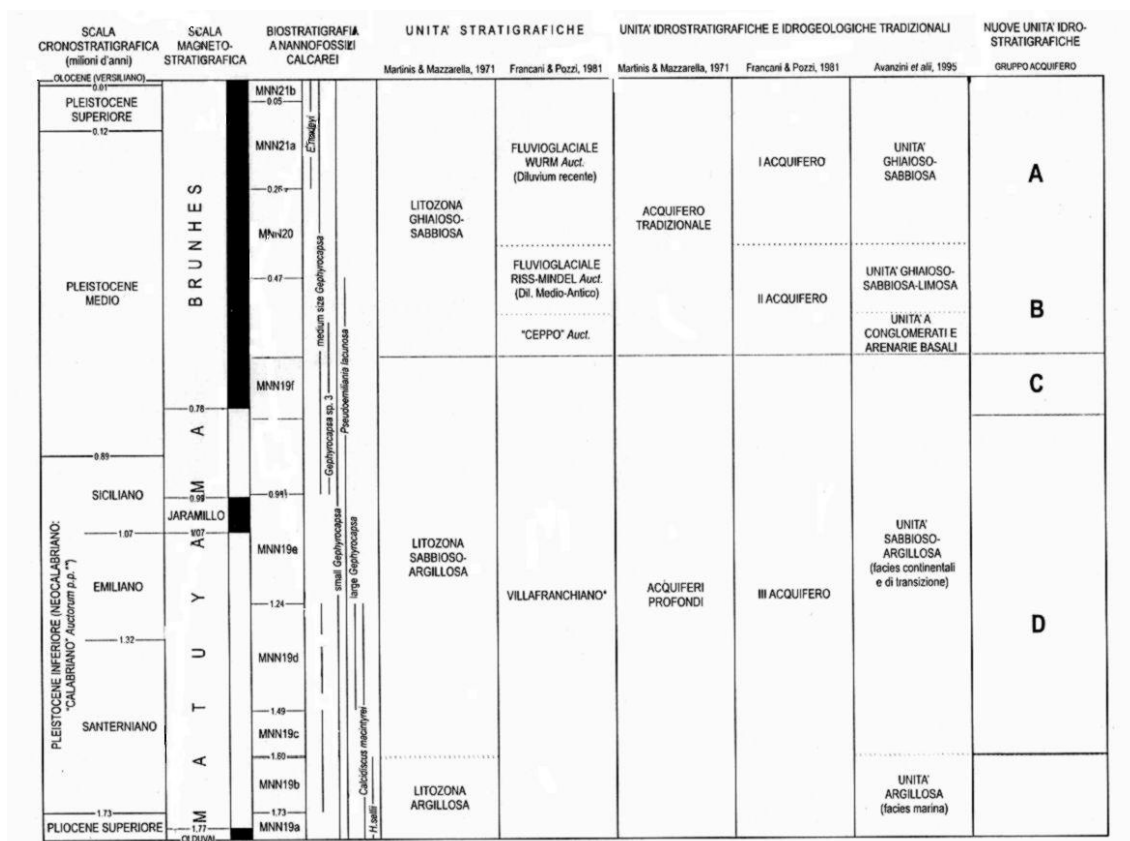


Figura 3.7. Schema dei rapporti stratigrafici ed idrostratigrafici proposto da ENI-RL (2002).

Dal basso geometrico, i Gruppi acquiferi introdotti da ENI-RL (2002) sono descrivibili come:

Gruppo acquifero D - Si tratta di una sequenza di facies negativa (coarsening-upward) da argilla siltosa fino a ghiaia alternata a sabbia. La successione sedimentaria è attribuita a un sistema deposizionale di delta-conoide progradante da Nord verso Sud. Un confronto tentativo con

l'Allostratigrafia proposta in precedenza collocherebbe in questo Gruppo le unità ad sottostanti l'Allogruppo di Vimercate.

Gruppo acquifero C - Questo Gruppo corrisponde a una fase di rapida progradazione da Ovest verso Est dei sistemi

deposizionali (di scarpata, di piattaforma, transizionali e continentali) che determina il rapido colmamento dei bacini (Pleistocene medio basale e probabilmente inferiore p.p.). Un importante evento trasgressivo, con deposizione di facies transizionali di ambiente litorale e di sedimenti marini, ripartisce la successione sedimentaria del Gruppo acquifero C in due distinti cicli regressivi (piattaforma-delta-piana alluvionale). Per confronto con l'Allostratigrafia, in questo Gruppo sarebbero comprese ancora le unità appartenenti ai cicli trasgressivo-regressivi precedenti l'Alloformazione di Binago, quindi anche le unità dell'Allogruppo di Vimercate, tipiche dell'area in studio.

Gruppo acquifero B- Segna il passaggio alla deposizione di sedimenti grossolani di ambiente esclusivamente continentale con sistemi di piana alluvionale dominata da sistemi fluviali *braided* ad alta energia. Si osserva inoltre un importante cambio nella direzione degli apporti con provenienze da Nord verso Sud e rapide variazioni laterali di facies con il progressivo allontanarsi dalle aree di alimentazione rappresentate dai settori alpini in erosione. La successione sedimentaria, spesso 40-50 m, è suddivisibile in due cicli positivi potenti circa 20m. In questo Gruppo potrebbero inquadrarsi le unità 1B e 2A di *Bersezio et al. (2004)*. Per confronto con l'allostratigrafia proposta in precedenza, in questo gruppo andrebbero riconosciute le unità fluvioglaciali precedenti l'Allogruppo di Besnate.

Gruppo acquifero A - Questa unità idrostratigrafica ha uno spessore ridotto (compreso tra 20 e 40 m) e presenta forti analogie con il gruppo acquifero B per quanto concerne litologie, facies sedimentarie e ambienti di deposizione. In questo gruppo rientrerebbero le litologie più grossolane (sotto-unità 2B e 2C di *Bersezio et al., 2004*). Nell'allostratigrafia regionale, il Gruppo A potrebbe quindi corrispondere all'Allogruppo di Besnate, ove separabile dalle unità sottostanti, oppure all'insieme di tutti i fluvioglaciali pleistocenici, ove le relative successioni grossolane sono sottili ed amalgamate.

A questi quattro gruppi acquiferi va aggiunto un sistema idrostratigrafico (*Bersezio et al., 2004*) in cui è contenuta la zona insatura e localmente la superficie freatica, con oscillazioni della falda comprese fra i 5 e i 10 m al di sotto la superficie topografica. Tale sistema idrostratigrafico è formato dai sistemi deposizionale di ambiente fluviale meandriforme (Unità 3, 4 e 5 degli autori, corrispondenti nell'allostratigrafia regionale alle Unità di Cantù, del Pleistocene superiore LGM, all'unità postglaciale del Pleistocene sommitale, ed ai sedimenti fluviali olocenici).

Il lavoro di *Amorosi & Pavesi (2010)* mette in relazione gli studi e le classificazioni prodotte da *ENI-RER (1998)* ed *ENI-REL (2002)* nel tentativo di descrivere l'assetto idrostratigrafico completo dei sistemi padani dell'area mantovana (Fig. 3.8). Dal punto di vista stratigrafico, basandosi su una classificazione riferita alle Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU; *NASSC, 1983*) questa proposta, che evidenzia purtroppo le discrepanze tra gli schemi stratigrafici ed idrostratigrafici di *ENI-RER (1998)* ed *ENI-REL (2002)*, descrive 2 Sintemi, Superiore ed Inferiore attribuendo a quello superiore 4 complessi acquiferi, in cui i sistemi acquiferi sono associati ai sedimenti delle fasi regressive.

Ricci Lucchi et al., 1982	Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998			Molinari et al., 2007			Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP, 2002		Amorosi et al., 2008 Amorosi & Colalongo, 2005		this paper			
STRATIGRAPHIC UNIT	STRATIGR. UNIT	AGE (Ma)	HYDROSTRATIGRAPHIC UNIT		AQUIFER SYSTEM	UBSU	AGE (Ma)	HYDRO-STRATIGRAPHIC UNIT (AGE Ma)	AGE (Ma) (Muttoni et al., 2003)	STRATIGRAPHIC UNIT (including transgressive - regressive -T/R- cycles)	OXYGEN ISOTOPE STAGE	AQUIFER SYSTEM		
			AQUIFER GROUP	AQUIFER SYSTEM										
CYCLE Qc	EMILIA-ROMAGNA SUPERSYNTHEM UPPER EMILIA-ROMAGNA SYNTHEM	~0.12	A	A0	AES ₈	~0.12	A	0.45		PO SUPERSYNTHEM UPPER PO SYNTHEM	T	OIS 1		
				A1	AES ₇						R		I	
				A2	AES _{3/6}						T	OIS 5e		II
				A3	AES _{2/5}						R			III
				A4	AES _{1/4}						T	OIS 7		
	LOWER EMILIA-ROMAGNA SYNTHEM	~0.35-0.45	B	B1		~0.45	B	0.65	0.87	LOWER PO SYNTHEM	R			IV
				B2							T	OIS 9		
				B3							R			
				B4							T	OIS 11		
CYCLE Qm		~0.80	C	C1		C	0.80	1.24						
				C2	C									
				C3						D				

Figura 3.8. Schema delle proposte di classificazione dei sintemi quaternari secondo Amorosi e Pavesi (2010).

3.5. Sintesi degli elementi utili per l'impostazione del modello stratigrafico ed idrostratigrafico concettuale e per le successive verifiche di verosimiglianza del modello quantitativo 3-D

La precedente breve rassegna dei dati bibliografici consente di riassumere gli elementi che contribuiscono all'ipotesi di lavoro formulata per la ricostruzione stratigrafica bi- e tri-dimensionale e per la verifica concettuale del successivo modello stratigrafico ed idrostratigrafico quantitativo tridimensionale dell'area di studio:

- Alla base della successione pleistocenica è in generale presente un potente intervallo stratigrafico attribuibile al Pleistocene inferiore, poco deformato e costituito da sedimenti fini di piattaforma e litorali, organizzato in cicli trasgressivo-regressivi che coinvolgono unità deltizie, litorali e di piattaforma interna/laguna. Questa successione costituirebbe il potenziale basamento idrogeologico con acquiferi confinati (Gruppi D e C p.p. di *ENI-REL, 2002*), della successione idrostratigrafica soprastante (Gruppi C p.p., B ed A di *ENI-REL, 2002*).
- Rispondendo ad un'importante modificazione della posizione del livello di base regionale, ancora nel Pleistocene inferiore, si individuano valli profondamente incise nelle successioni sottostanti che ospitano l'Allogruppo di Vimercate e verosimilmente anche le successioni conglomeratico-arenacee note in Lombardia come "Ceppo" e suddivise in diverse entità differenti per composizione petrografica e posizione stratigrafica (*Strini, 2001; Bini et al., 2004*). L'evidenza di queste valli è proposta nel sottosuolo dagli autori citati, appena a Nord dell'area in studio, mentre non vi è traccia delle stesse nei lavori di *ENI-REL (2002)* e di *Scardia et al. (2006)*, basati su una scala di indagine inadeguata e percepirne la presenza. A sud dell'area di studio le stesse valli non sono riconosciute nelle ricostruzioni di sottosuolo disponibili (*Bersezio et al., 2004; 2010*) e non vi sono corpi conglomeratico-arenacei riconducibili ai "Ceppi".
- Le unità fluvioglaciali del Pleistocene medio-superiore progradano rispondendo alle massime espansioni glaciali in almeno 5 fasi principali separate, punteggiate da cicli minori, determinando la definitiva continentalizzazione dell'area Lombarda, e progredendo da Nord verso Sud attraverso l'area di studio. L'alternarsi di fasi di progradazione del *sandur* fluvioglaciale e di fasi di abbandono, degrado, alterazione ed erosione dello stesso, determina l'incastonamento dei terrazzi fluvioglaciali a Nord dell'area di studio, come

risposta alla concomitanza delle fasi di avanzata e retrocessione glaciale con il costante sollevamento del fianco sudalpino del bacino padano. Il prisma sedimentario fluvioglaciale complessivo è quindi un cuneo debolmente sigmoidale, rastremato sia verso Nord che verso Sud, costituito da unità stratigrafiche incastonate le une nelle altre, separate da paleosuoli solo ove non erosi, ed associate verticalmente e lateralmente a compensare i dislivelli generati dal terrazzamento, con progressivo spostamento dei corpi sedimentari ghiaioso-sabbiosi via via più recenti da Nord verso Sud. Per conseguenza, dal punto di vista geomorfologico, il Livello Fondamentale della Pianura rappresenterebbe un patchwork di entità geomorfologiche non coeve giustapposte, piuttosto che una superficie geneticamente unitaria, come sostenuto da *Castiglioni & Pellegrini (2001)*. Le conseguenze di carattere idrostratigrafico di questa architettura stratigrafica e geomorfologica sono immediatamente riconoscibili.

- Il terrazzamento post-glaciale, quindi anche pre-olocenico, origina le attuali valli principali. Nel caso di studio si tratta dell'attuale valle dell'Adda, che si imposta sulla prosecuzione di una valle più antica, attribuibile alla fase Besnate del Pleistocene medio-superiore secondo *Bini et al. (2004)* in base alle evidenze riscontrabili nella forra di Paderno d'Adda.
- La bibliografia suggerisce quindi che l'area di studio si sia collocata sistematicamente durante tutto il Pleistocene a cavallo della zona di cerniera tra sistemi deposizionali e tendenze evolutive differenti: i) transizione tra ambiente litorale e di piattaforma durante il Pleistocene inferiore, ii) luogo della terminazione delle valli incise pre-glaciazioni principali a Sud delle Alpi durante il Pleistocene inferiore e contemporaneamente luogo della "scomparsa" delle unità conglomeratiche tipo "Ceppo", iii) luogo dell'oscillazione plano-altimetrica della cerniera erosione-deposizione dei terrazzi fluvio-glaciali durante il Pleistocene medio – superiore, iv) sede del punto di intersezione tra erosione e deposizione durante l'ultima massima espansione glaciale (LGM), v) luogo di emergenza della falda freatica superficiale (Fascia delle Risorgive) e di differenziazione tra una struttura idrostratigrafica pressoché mono-acquifero e mono-falda (a Nord) ed un'architettura multi-acquifero e multi-falda (a Sud).

Tutti questi elementi geometrici, stratigrafici, genetici ed evolutivi verranno dapprima tenuti in considerazione durante il lavoro di correlazione stratigrafica e successivamente utilizzati per verificare la verosimiglianza e l'armonico inserimento della ricostruzione eseguita nel quadro delle conoscenze regionali. Da ultimo, in fase di validazione del modello, gli elementi descrittivi ("*soft data*") che verranno confermati dallo studio originale condotto, saranno incorporati nel modello 3-D e nella definizione dell'evoluzione geologica temporale che lo correda.

4. Organizzazione e gestione del *data-set*: progettazione ed uso di un geo-DB relazionale idrostratigrafico.

4.1. Tipologia dei dati e del *data-base* utilizzato

Tutti i dati raccolti nel presente studio sono stati immagazzinati in un *geo-database* relazione utilizzando il formato aperto .mdb (nativo per Access@ di Microsoft@®) e riproposto da ESRI® organizzandolo in *file-geodatabase*®. L'intero database è stato progettato e popolato in forma originale. Si è proceduto ad una prima fase di strutturazione di un database geografico leggero da campo (*field geo-database*) migrato poi, grazie ai *tools* di interoperabilità interni alla *suite* ESRI verso un ambiente *desktop* più completo *shape-based*. Consolidate le informazioni di terreno, dopo aver terminato la raccolta dei dati bibliografici ed averli georeferenziati e vettorializzati, si è passati alla costruzione di un vero e proprio *geodatabase* (nel seguito geo-DB). Particolare attenzione è stata posta nell'immagazzinamento degli oggetti tridimensionali. Ogni dato ubicato nel geo-DB è riconoscibile, oltre che per gli attributi e le caratteristiche geometriche che verranno descritti di seguito per possedere sempre le coordinate nelle tre dimensioni XYZ.

4.2. Il *Geodatabase* per la gestione dei dati di superficie (geomorfologici, litologici, stratigrafici, idrologici)

Il primo geo-DB progettato è stato finalizzato al rilievo geologico geomorfologico informatizzato con raccolta di dati sul terreno in modo coerente e dettagliato. In questa fase di progettazione si è prestata attenzione soprattutto alla raccolta standardizzata dei dati per facilitare la migrazione verso un geo-DB più robusto. Al tempo del rilievo (2009) si disponeva del software ESRI@ ArcPAD® adattato ad interfacciarsi efficacemente ad un geo-DB con il passaggio intermedio del formato standard dello *shapefile*. Il rilievo è stato condotto con un'antenna esterna GPS a 32 canali con precisione metrica (errore medio XY: 5m Z: 10m) interfacciata con un palmare (Windows mobile 6.1) su cui è stato caricato il database mobile.

Dati i numerosi studi geologici già effettuati si è deciso di ribattere il territorio cercando principalmente di raccogliere dati supplementari inerenti alla tessitura superficiale, alla morfologia del territorio (scarpate e pendenze) e a nuovi affioramenti riscontrabili presso nuove attività estrattive o presso scavi temporanei (fondazioni, pulizia canali irrigui...). Questi ultimi, seppure considerati dati di superficie perché osservabili direttamente, sono comunque stati considerati nella definizione del modello di sottosuolo, pertanto parte della loro struttura nel database è stata costruita omologamente a quella dei dati descritti nel paragrafo 4.3. L'elenco dei dati di superficie immagazzinati nel geo-DB è presentato in Tab. 4.1.

Tabella riassuntiva <i>data-set</i> di superficie	Puntiforme	Lineare	Polygonale	3-D
Granulometria di sedimenti e suoli superficiali	49 Point feature class			
Munsel Soil Color ®	108 Point feature class			
Affioramento	3 Point feature class			
Stratigrafia affioramento	Z-Point feature class			Z feature class
Unità geologica di superficie			Polygon feature class	Z feature class
Elementogeomorfologico di superficie			Polygon feature class	Z feature class
Dominio area di studio			Polygon feature class	Z feature class
Scarpata		Polyline feature class		Z feature class
Pendenza		Polyline feature class		Z feature class
Fontanili (ubicazione)	18 Point feature class			
Fontanili (testa)			5 Polygon feature class	
Reticolo idrico principale		17.156 m Polyline feature class		Proiezione su DTM
Reticolo idrico minore		45.569 m Polyline feature class		Proiezione su DTM
Punti quotati DTM	1125 Point feature class			Z feature class

Tabella 4.1. Descrizione dei dati di superficie immagazzinati nel geoDB. Nella tabella i numeri si riferiscono alle quantità di dati utilizzati.

Elaborazione ed utilizzo del DTM (Digital Terrain Model): entità geomorfologiche.

Al fine dell'osservazione morfologica alla scala dell'area di studio e dell'accurata delimitazione del dominio da modellizzare è stato prodotto un DTM originale interpolando tramite kriging i dati riferiti alle quote del territorio assegnate essenzialmente su 4 dati di input: punti quotati della

Regione Lombardia messi a disposizione sul sistema webGIS regionale dedicato (sito web), strutture morfologiche rilevate da rilevamento sul terreno (scarpate, dossi e depressioni e pendenze), mappatura del reticolo idrico principale e secondario e riconoscimento delle strutture antropiche depresse o rilevate (cave, terrapieni stradali ed argini). Queste categorie di dati rientrano nella Tab. 4.1.

Il DTM di dettaglio è stato ricalcolato partendo dai punti quotati riportati sulla CT10 della Regione Lombardia, cui si sono aggiunti dati quotati sul terreno per adeguare ed aggiornare il modello digitale. Il risultato è un DTM con accuratezza superiore di un ordine di grandezza rispetto a quello disponibile.

Il primo dato topografico originale introdotto è la presenza delle scarpate, con altezza compresa tra 0,5 e 15 m, presenti sull'intero territorio. Durante il rilievo sul campo sono state rappresentate due file di punti quotati, verificando che si posizionassero una a monte ed una a valle della traccia lineare della scarpata derivante dalla cartografia pregressa e dalle ortofotocarte, in ogni caso in cui la scarpata non è risultata modificata, per ragioni naturali o antropiche, successivamente all'edizione della cartografia disponibile. La quota dei punti introdotti è stata attribuita in accordo con i valori della CT10 Regione Lombardia riportati sul piano terrazzato a monte ed a valle della scarpata, cioè rispettando l'integrità del rilievo altimetrico originale. Così facendo si introducono nella loro corretta posizione planare le rotture di pendio all'interno della superficie topografica, quasi sempre perse nella versione DTM Regione Lombardia, troppo imprecisa per qualunque ricostruzione di dettaglio. Analogamente alle scarpate naturali si è provveduto a delimitare con una sequenza di punti i limiti superiore ed inferiore di ogni ciglio di cava. Tale struttura a poligoni concentrici permette durante la fase di interpolazione di creare vere e proprie "finestre" sulla superficie topografica utili ad osservare se il modello di sottosuolo interpolato risulta essere veritiero rispetto ai dati acquisiti dallo spaccato di cava. L'ultimo elemento introdotto nella generazione del modello digitale del terreno è stata la presenza del reticolo idrico superficiale.

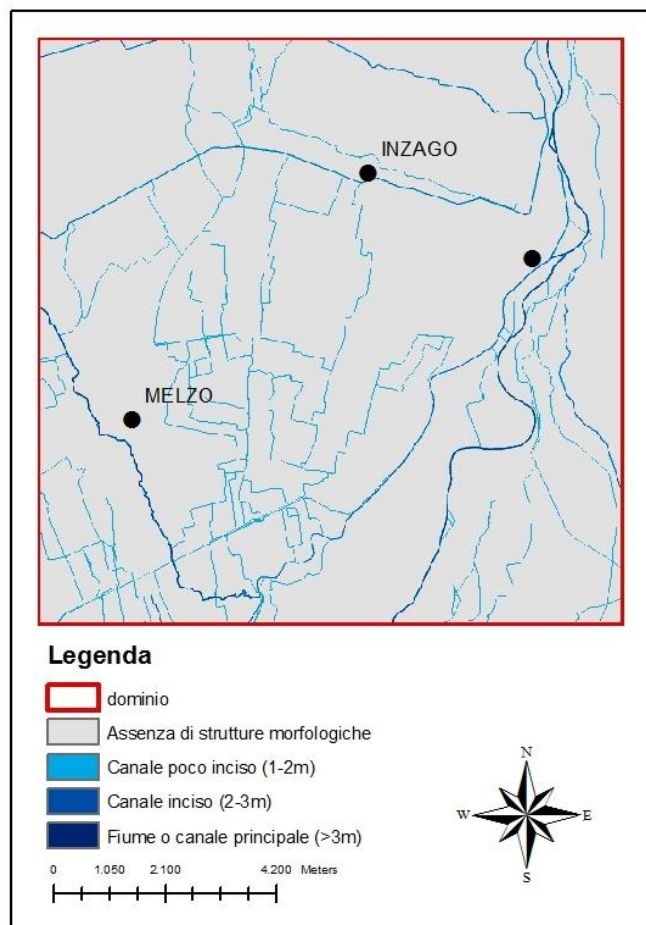


Figura 4.1. Esempio di gerarchizzazione per profondità dell'incisione erosiva del reticolo idrografico naturale ed antropico.

A seconda della importanza del corso d'acqua riportato si è provveduto ad assegnare un valore differente alla profondità della sua incisione. Il DTM ottenuto è così di estremo dettaglio e di facile paragone non solo con la geomorfologia superficiale ma anche con la geologia di superficie, poiché i dati morfologici sono ubicati in presenza di oggetti riscontrabili anche sul DTM ed i limiti geologici superficiali, spesso riferiti a morfologie rilevate, si identificano coerentemente. Sono state notevoli comunque le difficoltà di interpolazione tramite kriging. Infatti è presente un'anisotropia nella direzione preferenziale di correlazione NW-SE dei dati topografici regionali. Tale anisotropia non è riscontrabile nella disposizione a ragnatela delle scarpate e del reticolo idrico superficiale recente (questo effetto era atteso, dal momento che l'idrografia recente si riferisce ad un livello di base generale diverso da quello cui rispondeva l'idrografia responsabile dell'edificazione del Livello Fondamentale Terrazzato della Pianura e dei Terrazzi del Pleistocene medio, e quindi interseca una topografia composta e per ampie estensioni relitta, in quanto ereditata dalle fasi glaciali pleistoceniche e soggetta a sollevamento durante l'intero Quaternario (Arca & Beretta,

1985; Carminati et al., 2005). Pertanto è stato necessario adottare una routine di calcolo iterativo utile a trovare, per tentativi successivi, i parametri adeguati alla corretta correlazione degli oggetti morfologici con disposizione ortogonale alla direzione di massima anisotropia delle quote della pianura.

La procedura descritta ha permesso di elaborare un DTM molto più realistico rispetto a quello meramente prodotto dalle interpolazioni dei dati geodetici a disposizione (Fig.4.2).

Dall'analisi comparata del DTM e della cartografia geomorfologica originale si sono potuti osservare alcuni trend generali della pianura nell'area di studio, evidenziando zone omologhe per morfologia, posizionamento altimetrico e riferimento rispetto a zone con struttura centripeta e centrifuga delle pendenze. L'intera area si divide in 5 zone omologhe (Fig. 4.3 e Fig. 4.4):

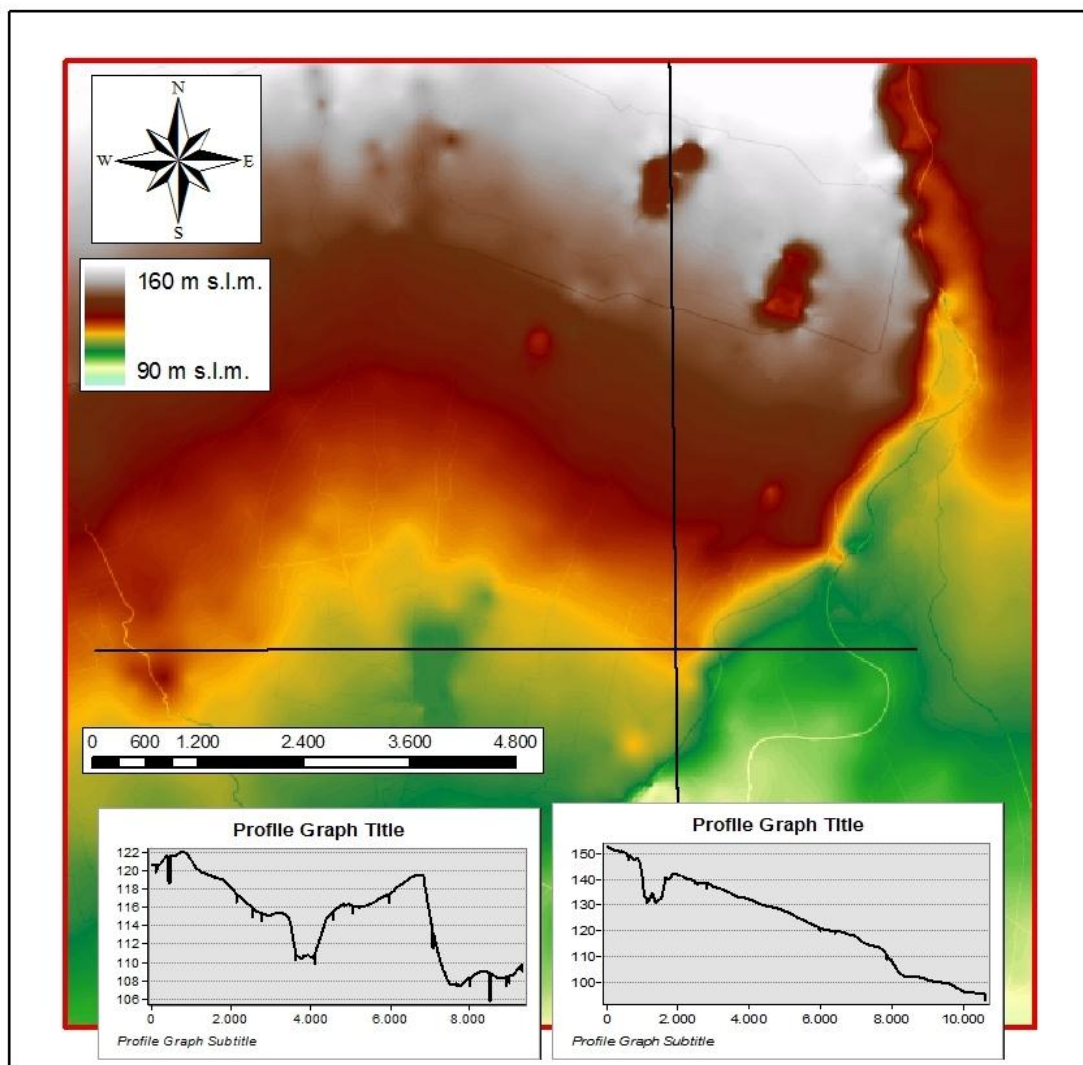


Figura 4.2. DTM dell'area di studio. Si osservi l'evidenza delle strutture morfologiche (es.: scarpata dell'Adda con decorso circa N-S nella porzione orientale), il reticolo fluviale (sia sul DTM, sia come incisioni nelle due sezioni topografiche riportate come esempio) e le strutture antipiche (le zone estrattive depresse nel quadrante N-E).

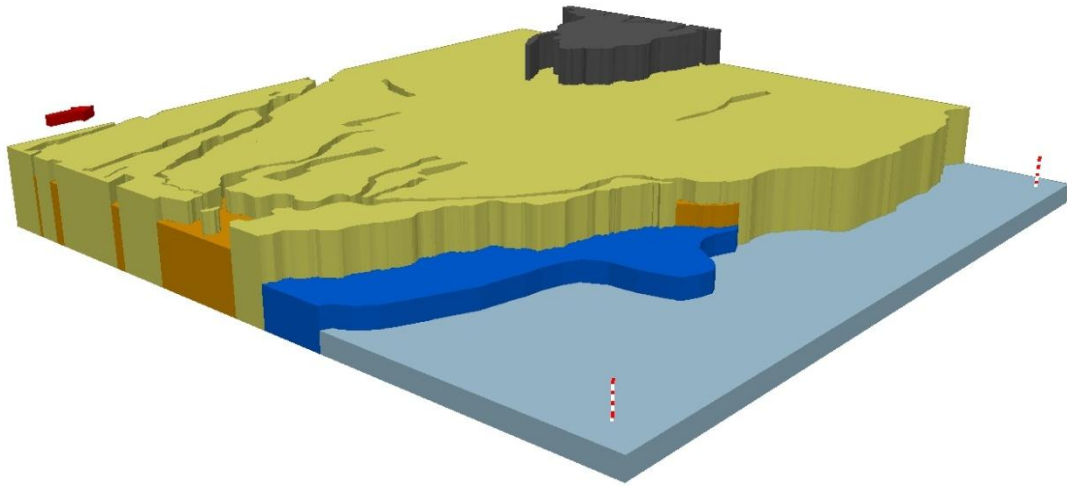


Figura 4.3. *Sketch 3-D rappresentante le unità geomorfologiche estruse secondo i loro rapporti altimetrici (il Nord è riferito al lato a destra in alto dello schema). Legenda dei colori: grigio, terrazzi settentrionali del Pleistocene medio; nocciola: LFP; arancio: valli postglaciali incise nel LFP; blu: terrazzo post-glaciale interno alla Valle incisa dell'Adda; azzurro: fondovalle olocenico della Valle incisa dell'Adda.*

- **Terrazzi settentrionali del Pleistocene Medio.** Si presentano come una struttura morfologica estremamente movimentata con presenza di scarpate metriche mediamente acclivi sulle quali si possono innestare fenomeni colluviali. Questi terrazzi si sviluppano dalla sutura pedalpina fino alla parte settentrionale esterna dell'area di studio che viene lambita solamente dalle relative propaggini meridionali. Tali forme costituiscono il relitto erosionale delle unità stratigrafiche fluvioglaciali del Pleistocene medio. Le superfici possono essere anche fortemente inclinate con esposizione che varia in tutte le direzioni con prevalenza verso SE e verso SW. La forte antropizzazione, soprattutto a scopo agronomico ed edilizio, spesso ha rettificato tali forme obliterandole o arretrando di decine e centinaia di metri la presumibile reale posizione di alcuni limiti di terrazzo.
- **Livello Fondamentale della Pianura terrazzata.** Si presenta come un *collage* di superfici piane terrazzate talvolta con pendenze superiori alla media della pianura (da 1% a 0.1% nella zona). Le scarpate che bordano i diversi piani terrazzati variano da qualche decimetro al metro. Si evidenzia un trend centripeto della disposizione delle superfici verso il centro dell'area di studio andando a definire un asse di drenaggio posto N-S che interessa l'intera superficie topografica investigata. Anche in questo caso l'intensiva e millenaria attività agricola ha obliterato le forme naturali andando spesso a rendere discontinue alcune strutture e talvolta perfino ad invertire i presunti rapporti altimetrico-morfologici di talune aree.

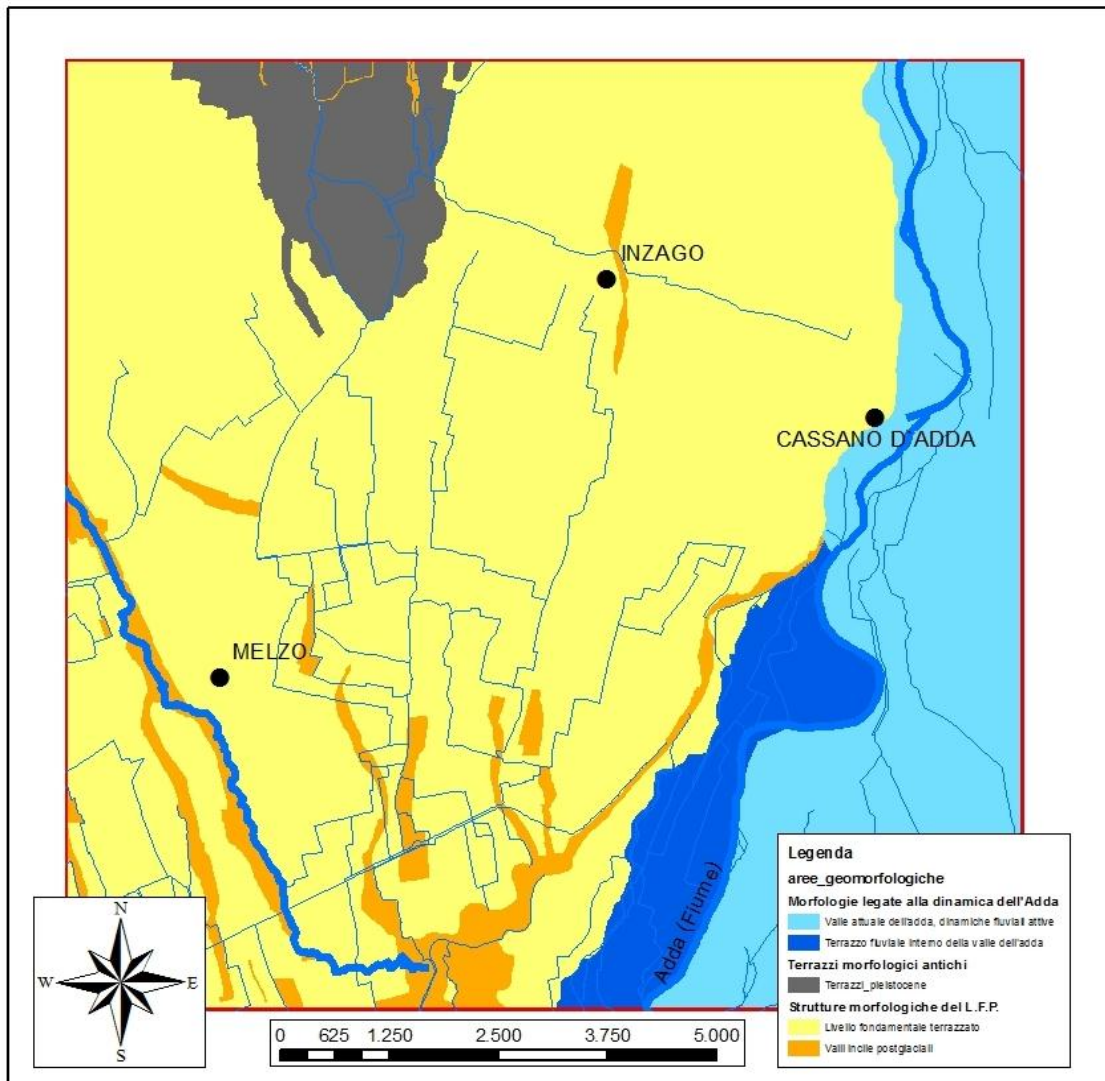


Figura 4.4. Cartografia delle unità geomorfologiche sopra descritte. In tono di giallo le unità del LFP, in toni di blu quelle interne alla Valle incisa dell'Adda ed in grigio le unità dei Terrazzi del Pleistocene medio settentrionali.

- **Valli incise postglaciali.** Si tratta di strutture incise di qualche metro (vallecole) sul Livello Fondamentale della Pianura Terrazzato. Queste presentano spesso sponde molto marcate e nella gran parte dei casi derivano da fontanili (molto numerosi nell'area lungo la Fascia delle Risorgive). Le sponde sono acclivi ed il fondovalle è piatto con l'incisione attuale del corso d'acqua minore che vi scorre. Data la loro provenienza da fontanili spesso l'attività antropica favorisce il loro mantenimento trasformandole in un naturale invaso dove accumulare e fare scorrere l'acqua irrigua.

- **Terrazzo fluviale interno alla Valle incisa dell'Adda.** Tale unità geomorfologica è riferita ad un livello topografico intermedio sopraelevato rispetto alle strutture interne alla valle dell'Adda e ribassato rispetto alle superfici del LFP. Si tratta di un terrazzo fluviale postglaciale adiacente alla valle attuale dell'Adda e con relazione altimetrica elevata rispetto alla piana olocenica-attuale del fiume. La superficie risulta estremamente ondulata riportando chiaramente i segni della dinamica fluviale passata (barre spondali, barre puntiformi, canali interbarra). Anche dal punto di vista pedologico si osservano suoli più antichi e più arrossati rispetto a quelli più recenti osservati nell'alveo attuale. Tale superficie è solcata da un fitto reticolo di drenaggio che spesso ricalca alcune delle vecchie strutture fluviali. Le pendenze medie variano dal 3 al 5 per mille.
- **Valle incisa dell'Adda.** Tale unità geomorfologica si presenta nell'area studiata come una larga fascia (da 1000 a 4000 m) delimitata da scarpate fluviali imponenti (da 30m a 15m di altezza) all'interno della quale si organizzano superfici ad ordini topografici diversi, estremamente varie di natura fluviale. La dinamica meandriforme ha generato essenzialmente, nel suo evolversi fisiologico, sequenze di barre, canali abbandonati, canali ramificati e campi di dune. All'interno di tale area l'assenza di attività antropica e le forme estremamente recenti permettono di osservare con estrema continuità tutti gli oggetti descritti sopra.

4.3. Il Geo-DB per la gestione dei dati diretti di sottosuolo

I dati di sottosuolo raccolti nell'area di studio sono essenzialmente di tre tipi: lito-tessiturali ovvero stratigrafie di pozzi e sondaggi, descrizione sedimentologica su campioni a carotaggio continuo ed analisi granulometriche, geotecnici riferite a prove CTP, SCPT, SPT, *vane TEST*, *pocket penetrometer* ed idrogeologici come misure di piezometria e prove di pompaggio. In questa fase dello studio ci si è concentrati su come immagazzinare i dati di sottosuolo per renderli fruibili non solo alla consultazione ma come dati utilizzati in modo dinamico per le elaborazioni ed analisi tridimensionali. Pertanto il geo-DB è stato implementato con caratteri ereditari per cui, a partire dall'ubicazione superficiale del dato tutti gli altri suoi attributi sono stati associati alla profondità rispetto al piano campagna a cui esso si trova. La struttura dei dati di sottosuolo, descritta più ampiamente nel paragrafo 4.5, è essenzialmente una relazione tra una *multipoint featureclass* (prevede la possibilità dell'ubicazione di più punti nella stessa posizione) ed una tabella associata contenente le informazioni di sottosuolo. Si premette che le modalità di classificazione delle litofacies ed idrofacies (Cap. 5) sono state di cruciale importanza in due momenti dello studio: la rappresentazione grafica ai fini della correlazione stratigrafica (Fig. 4.5) e la parametrizzazione idrostratigrafica (passaggio da litofacies ad idrofacies).

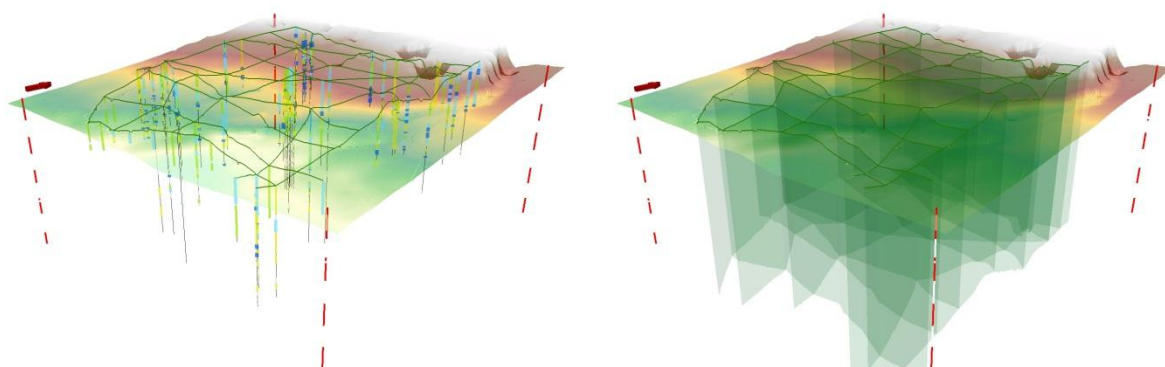


Figura 4.5. Visualizzazione 3-D dei dati di sottosuolo: a destra con visualizzazione della maglia 3D delle sezioni geologiche; a sinistra con l'aggiunta della visualizzazione dei modelli litologici 1-D proiettati nello spazio 3-D.

Per la rappresentazione grafica, gli elementi utilizzati per la scelta grafica di visualizzazione sono stati essenzialmente tre: 1) la possibilità di avere un colpo d'occhio sulle classi litologiche dominanti associandole ad un colore identico ma con la capacità di modularne la larghezza di rappresentazione (asse X) al fine di identificare le variazioni tessiturali al loro interno (Fig. 4.6);

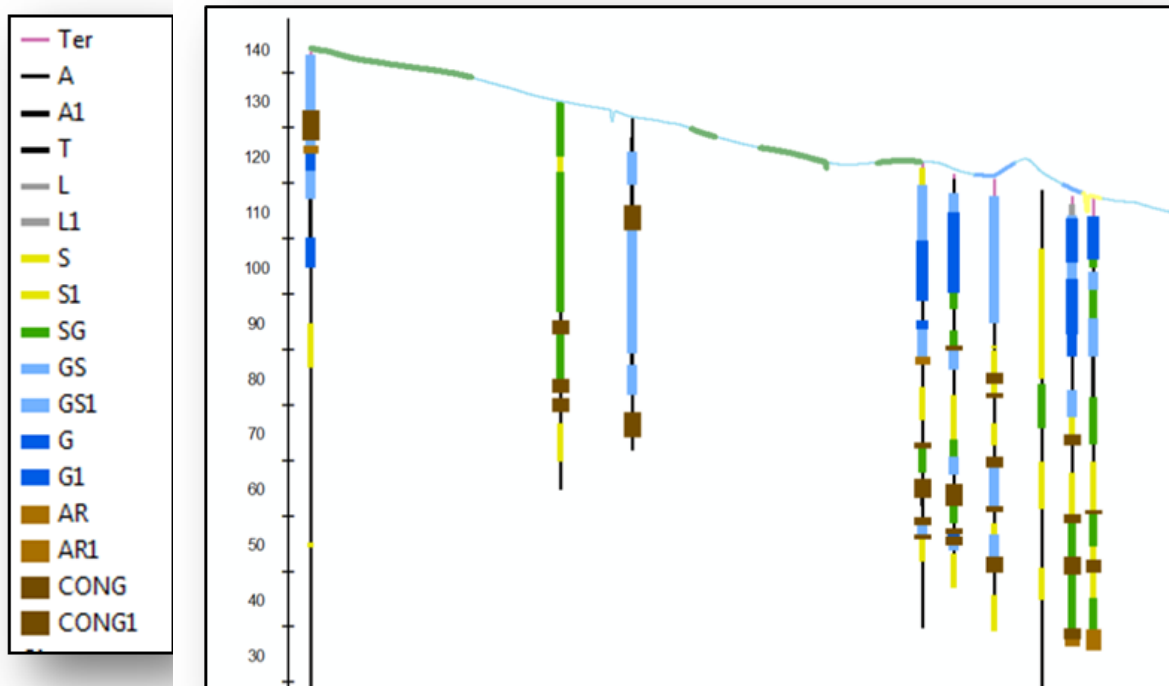
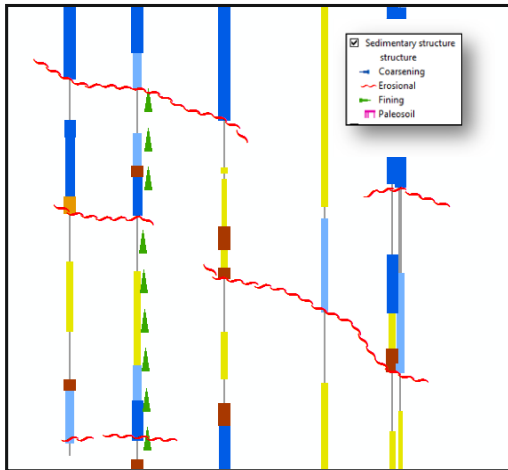


Figura 4.6. Rappresentazione grafica dei dati stratigrafici in ambiente 2D. Si osservi la legenda sulla sinistra a riportare le classi granulometriche principali (la prima lettera indica la litologia) e la rappresentazione sia per colore che come larghezza nelle colonnine litologiche in sezione (legenda della codifica alfanumerica lito-tessiturale: Cap.5.1).

2) la facilità nel riconoscere sequenze e trend verticali organizzati (Fig. 4.7); 3) la possibilità di riconoscere le superfici stratigrafiche (es. basi erosionali) attraverso i bruschi salti granulometrici inversi (cioè “più grossolano” appoggiato su “più fine”, Fig. 4.7).

Per la parametrizzazione idrostratigrafica invece ci si è serviti di un'analisi statistica descrittiva per la definizione del raggruppamento delle litofacies in idrofacies parametrizzando il dato litologico sia attraverso confronto con i dati bibliografici che sia per mezzo dei dati diretti disponibili (prove di pozzo ed analisi permeametriche, analisi granulometriche) e di dati derivati da studi in atto in



zone omologhe.

Figura 4.7. Esempi di trend verticali riconosciuti nell'analisi 1-D e correlati durante il passaggio all'analisi 2D (sezioni geologiche di correlazione stratigrafica). Per la classificazione lito-tessiturale ed i codici di colore si veda il Cap.5.1.

Per quanto riguarda l'archiviazione dei dati piezometrici, si è preferito osservare un criterio di parametrizzazione

legato al tempo (data di perforazione e di attività dei pozzi e piezometri) ed alla profondità della captazione del piezometro o del pozzo in questione. Il database completo è proposto come una *featureclass* puntiforme con diverse tabelle relazionate in cui si riportano le caratteristiche tecniche del pozzo/piezometro e le registrazioni delle misure di soggiacenza della falda e o di piezometria. Una visualizzazione disponibile per estrazione dei dati immagazzinati è proposta come esempio in Fig.4.8.

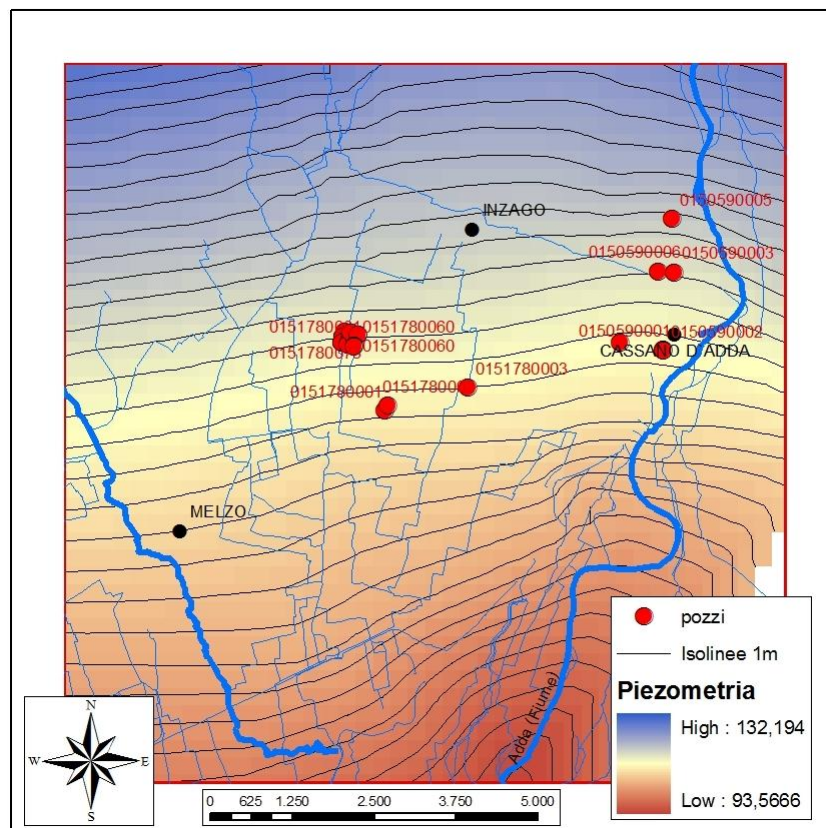


Figura 4.8. Dati piezometrici riferiti alla stagionalità primaverile (Marzo-Aprile 2007). I dati sono puntiformi (in rosso) sono stati integrati con dati interpolati Forniti dal SIF Regione Lombardia esterni al dominio.

Un sistema automatizzato di *query*, *spatial query* e di *tools* posti in sequenza (*model*) permette con questa impostazione dei dati di estrarre direttamente dal database delle mappe di isofreatiche o di soggiacenza utilizzando il periodo temporale stabiliti e la profondità di captazione desiderata, a seconda dell'acquifero da studiare (esempio in Fig.4.8). Purtroppo nell'area di studio i punti con acquisizione di serie freatimetriche storiche sono relativamente pochi (18) e la ricostruzione piezometrica ottenuta, rispetto alla risoluzione geologica, risulta essere almeno di 1/10 inferiore. Si tratta comunque di una densità di punti superiore alla media delle reti di monitoraggio regionali ed in ogni caso esemplificativa e tipica delle condizioni di lavoro degli studi idrogeologici locali e regionali.

L'insieme dei dati di sottosuolo disponibili è presentato in Fig. 4.9.

Tabella riassuntiva dataset di sottosuolo	Puntiforme	Lineare	Poliagonale	Tabellare	3D
Ubicazione dato	94 Point feature class				
Tipologia di dato	94 Point feature class				
Stratigrafia				9465 records Stratigrafia tabellare (join ID)	coordinata XYZ
Dato geotecnico				67 granulometrie 54 CPT in foro	coordinata XYZ
Traccia sezioni di correlazione		16 Polyline feature class			Proiezione su DTM e spessore 200m
Ubicazione dato piezometrico			5 Polygon feature class		
Record serie piezometriche	Z-Point feature class				Z feature class
Interpolazione piezometrica		Polyline feature class			Z feature class
Pendenza superficie piezometrica		Polyline feature class			Z feature class

Tabella 4.2. Riassunto della tipologia e quantità dei dati di sottosuolo inseriti nel geo-DB. I numeri si riferiscono alle quantità di dati utilizzati.

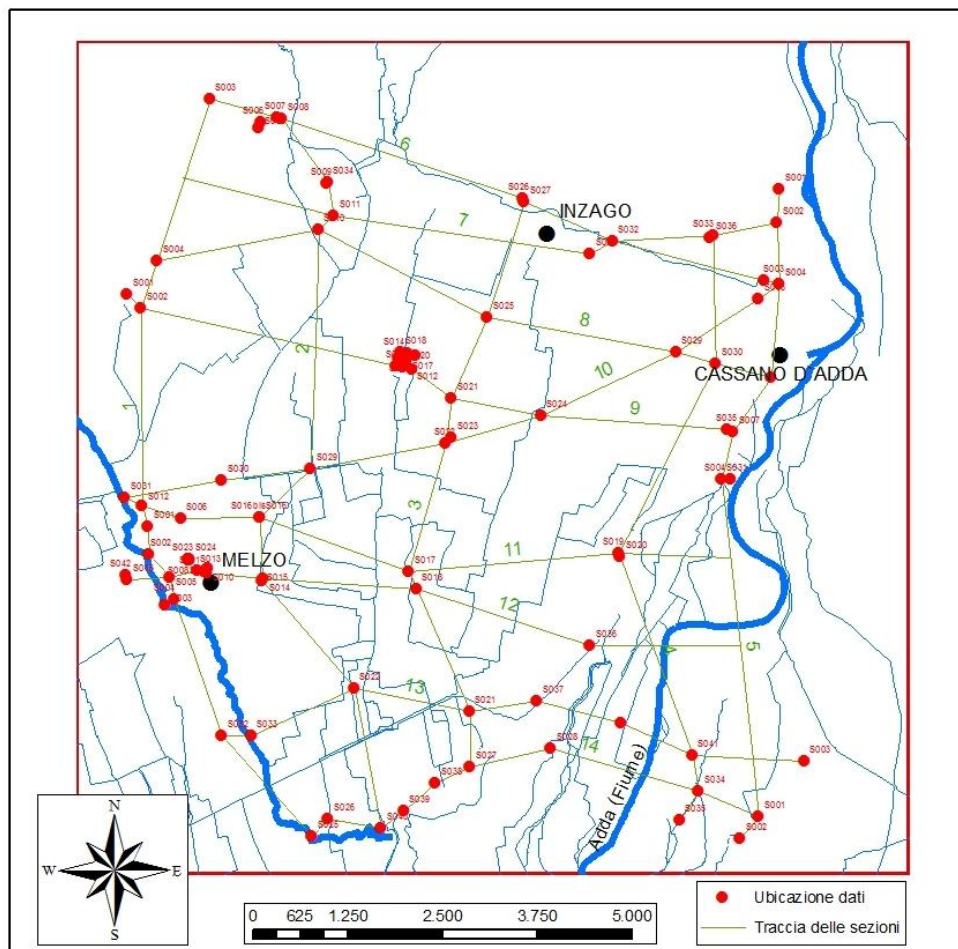


Figura 4.9. Ubicazione dei dati di sottosuolo (in rosso) e traccia delle sezioni geologiche (in verde chiaro).

4.4. Il geo-DB per la gestione dei dati indiretti del sottosuolo (immagini geofisiche: SEV, ERGI)

Grazie a 21 SEV (Sondaggi Elettrici Verticali) e 9 ERGI (Earth Resistivity Ground Imaging) eseguiti nell'area di studio (Fig. 4.10) è stato possibile ottenere immagini geo-elettriche del sottosuolo, utili per la bidimensionalizzazione della ricostruzione stratigrafica e per le procedure di caratterizzazione a scala localizzata.

I risultati sono stati inseriti nel GeoDB utilizzando lo stesso criterio dell'immagazzinamento dei dati stratigrafici per i SEV (dati puntiformi) mentre le ERGI (sezioni elettriche bidimensionali) sono state trattate diversamente ed utilizzate come oggetti 2-D all'interno di un ambiente 3-D. Le immagini di resistività infatti sono state poste all'interno di sezioni geologiche già interpretate ed utilizzate per definire una tridimensionalizzazione migliore analogamente come nella definizione di un reservoir petrolifero si utilizza la sismica ad alta risoluzione per definire la forma delle superfici stratigrafiche tra un pozzo e l'altro.

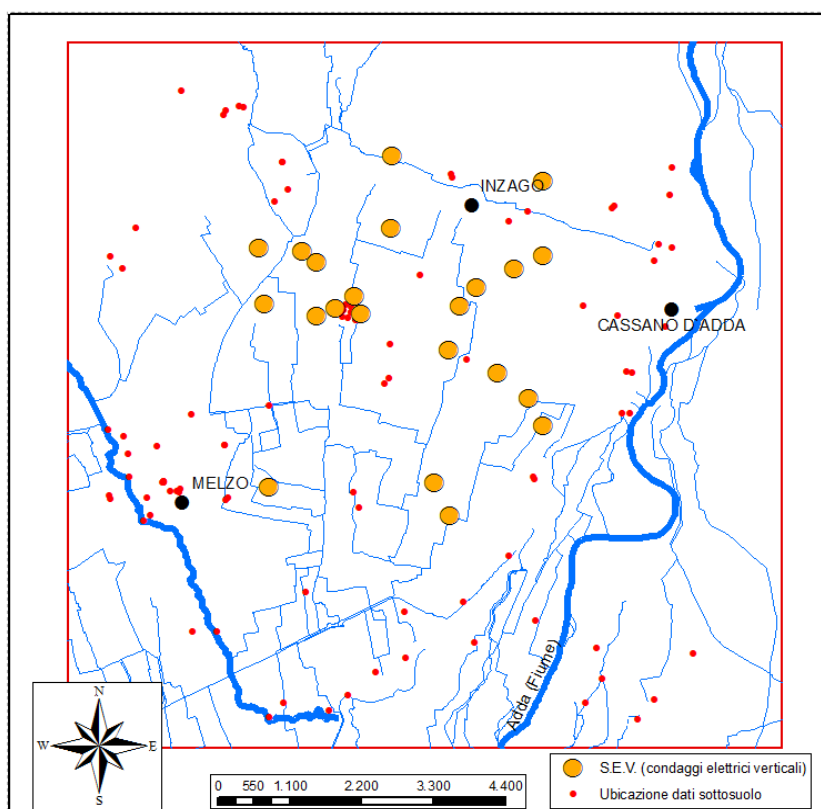


Figura 4.10. Ubicazione SEV utilizzati per il completamento delle correlazioni stratigrafiche

Una volta ottenuti i dati elettrici puntuali dei SEV (sistematicamente posti, dopo una prima fase di taratura, distanti dai dati litologici noti) si sono paragonati i risultati con l'interpolazione di sottosuolo ottenendo un riscontro qualitativo ottimo. Analisi sistematiche quantitative sono in via di esecuzione. L'utilizzo dei SEV è stato impostato sul Livello Fondamentale della Pianura Terrazzato con una calibrazione estremamente accurata basata su un log di resistività in foro effettuato al centro dell'area di studio.

La tridimensionalizzazione del modello elettrico si è ottenuta solamente con l'utilizzo di ERGI in un settore limitato dell'area di studio relativo al terrazzo fluviale interno alla valle dell'Adda (Fig.4.10). Come esempio di operabilità multiscala, in questa zona priva di ogni dato di sottosuolo si è tentato uno studio locale finalizzato allo studio dell'andamento nel dettaglio della tavola d'acqua. Ipotizzando il terreno litologicamente omogeneo e ghiaioso a matrice sabbiosa (dato derivante dal rilievo di superficie) con un suolo alla sua sommità (*Fluvisoil –Suoli delle valli Fluviali*; ERSAF Regione Lombardia, Carta dei Suoli della Lombardia 1:250.000) si è interpretata la brusca caduta di resistività riscontrata come la transizione tra zona satura e zona insatura. Di particolare interesse è stata la netta inversione dei contrasti elettrici avvicinandosi alla scarpata fluviale che delimita la Valle incisa dell'Adda, che ha permesso di ubicare con precisione in un'area priva di dati di sottosuolo l'appoggio laterale dei sedimenti del terrazzo post-glaciale dell'Adda sui sedimenti più antichi a ridosso dei quali è avvenuta la sua accrezione. Lo studio elettrostratigrafico è ancora in corso e sarà oggetto di pubblicazione a parte, quindi non viene approfondito in questa sede. Ci si limita a citarne l'utilizzo che si è eseguito per il miglioramento della base di dati necessari alla ricostruzione stratigrafica di sottosuolo.

4.5. Gestione GIS dei dati ed architettura del geo-DB

Si descrivono di seguito le procedure di gestione dei dati ed i dettagli dell'architettura nel del geo-DB realizzato ai fini del presente lavoro. L'ordine scelto nella descrizione segue due criteri essenziali: la dinamicità del dato e la sua relazione con il modello tridimensionale. Per dinamicità del dato si intende la sua potenzialità di essere implementato nel tempo. Per esempio: la cartografia topografica, a meno di nuovi prodotti da parte degli enti, è inteso come dato estremamente statico, il record della registrazione piezometrica o dei dati meteorologici sono considerati all'opposto dati estremamente dinamici per cui l'architettura del DB deve essere progettata per un popolamento continuo ed ordinato. La relazione con il modello 3-D dell'architettura del sottosuolo rappresenta il modo in cui il dato descritto si inserisce nell'intero dominio di studio. Per esempio: il mosaico delle ortofotocarte è essenziale per lo studio geomorfologico del territorio ma influenza minimamente, se non per nulla, la struttura di sottosuolo; al contrario il log litologico o geofisico di un dato che si sviluppa lungo l'asse Z (profondità) è estremamente vincolante per la definizione della struttura del sottosuolo. Per semplicità di esposizione vengono trattate prima le fasi di gestione dei dati raster e poi le fasi di gestione dei dati vettoriali.

Gestione dati RASTER

I dati raster sono per loro natura statici, una volta generati rimangono immutati fino al modificarsi delle condizioni che essi rappresentano. Per variare i valori che essi rappresentano (altimetria, piezometria, pluviometria...) devono essere generati ex novo, con conseguente proliferazione di un gran numero di files talvolta identici. Il vantaggio dell'utilizzo dei raster è indiscusso per la rappresentazione in forma discreta delle variabili continue sul territorio, per le quali sarebbe impossibile (o concettualmente errato) andare a definire delle zone omogene (poligoni) all'interno dei quali presentare un valore noto, magari mediato.

Nel geo-DB sono state immagazzinate sotto forma di raster le caratteristiche del territorio elencate in Tab. 4.3.

Tipo	Dettaglio/Provenienza	Scala	Formato originale	Archivio
BASE TOPOGRAFICA Regione Lombardia	CT10 Carta Tecnica Regionale	1:10.000	.jpg	Raster Catalog
	CT50 Carta Tecnica Regionale	1:50.000	.tif	Raster Catalog
	Ortofotocarta R.L. 2007	Risoluzione 1x1 m	.ecw	Visualizzazione compressa ECW
CARTOGRAFIA TEMATICA	Carta lito-tessiturale ERSAF	1:50.000	.jpg	Raster Georeferenziato
	Carta dei Suoli ERSAF	1:50.000	.jpg	Raster Georeferenziato
	Carta geologica e lito- tessiturale originale	1:10.000	.tif	Raster Georeferenziato
DEM	DTM (Regione Lombardia)	Risoluzione 40x40 m	.GRD	GRID 16bit
	DTM originale (interpolato)	Risoluzione 5x5m	.GRD	GRID 16bit
	Depressioni del reticolo idrico superficiale (originale, generato da topografia)	Risoluzione 5x5m	.GRD	GRID 16bit
PIEZOMETRIA (estraibile in modo dinamico dal database numerico)	Piezometria	Risoluzione 40x40 m	.GRD	GRID 16bit
	Soggiacenza	Risoluzione 40x40 m	.GRD	GRID 16bit

Tabella 4.3. *Dati raster immagazzinati nel geo-DB con associate tipologia e provenienza.*

Gestione dei dati vettoriali

I dati vettoriali contenuti nel geo-DB sono divisibili in 3 categorie: dati geologici e geomorfologici di superficie, dati geologici ed idrogeologici 2-D di sottosuolo, dati geologici ed idrogeologici 3-D di sottosuolo. Infatti, oltre alle consuete cartografie geologiche, geomorfologiche e tessiturali di superficie, si è implementato un metodo originale che prevede l'immagazzinamento, l'analisi, l'interpretazione e l'elaborazione bidimensionale e tridimensionale dei dati di sottosuolo.

I dati di superficie, puntiformi, lineari e poligonali, sono gestiti in ambiente GIS tradizionale in cui si identificano le proprietà secondo i criteri geometrici e relazionali.

Le regole topologiche impostate sono semplici:

- tutti i punti dell'ubicazione del dato devono essere all'interno di un poligono della cartografia geologica o geomorfologica.
- I limiti dei poligoni geomorfologici e stratigrafici devono coincidere con un orlo di terrazzo. È prevista una correzione manuale in quanto, come detto nei paragrafi precedenti spesso le strutture morfologiche primarie vengono obliterate dall'attività antropica.
- Ad ogni punto di ubicazione del dato geologico di sottosuolo deve corrispondere almeno un record nella tabella della stratigrafia.

Oltre alle regole topologiche specifiche per la correttezza geologica dei dati sono state implementate nel geo-DB delle regole di controllo geometrico (controllo unicità dei nodi e dei vertici, sovrapposizione poligoni).

Nel *database* di superficie, seppur non ancora esplicitato esistono comunque degli elementi 2-D e 3-D preparati per essere estrusi nelle altre dimensioni secondo gli attributi che si descrivono nel seguito.

Il database di sottosuolo 2D (si veda per l'utilizzo il Cap. 6) descrive su un piano ortogonale alla topografia l'andamento della litologia nel dato 1-D proiettato (log litologico, geofisico o altro) e la geometria delle superfici di correlazione stratigrafica. Progettando il geo-DB si è posta molta attenzione a definire delle regole topologiche per vincolare i dati interpretati:

- Il vertice di ogni polilinea di correlazione deve coincidere con la base di ogni polilinea della stratigrafia (questa regola garantisce il passaggio delle linee di correlazione esattamente in una variazione litologica, con rare eccezioni per casi-limite). Alcuni dati di sottosuolo (sondaggi con report grossolano o trivellazioni per acqua molto vecchie) presentano sequenze monotone a fianco di dati più accurati ed affidabili (sondaggi descritti in originale

ai fini del presente studio o report di trivellazioni molto dettagliate). All'interno delle sequenze monotone, dovute a scarsa accuratezza descrittiva, non è possibile identificare un punto di passaggio di alcuna superficie-limite quindi, a rigore topologico, si dovrebbe modificare di molto la forma della stessa. In questi casi si è ovviato forzando il passaggio e "spezzando" in una posizione neutra (in modo tale da non variare la forma della superficie ottenuta dall'osservazione dei livelli litologici adiacenti) la sequenza monotona e stazionaria derivante da un dato carente.

- Il vertice di ogni poligono delle unità stratigrafiche interpretate deve coincidere con il vertice di una polilinea.
- Ogni vertice (ad esclusione del primo e dell'ultimo) di ogni polilinea della stratigrafia deve coincidere con un altro (questa regola garantisce la continuità della stratigrafia di sottosuolo).
- Anche in questo caso sono state utilizzate delle regole di coerenza geometrica per evitare errori nella digitalizzazione degli oggetti (controllo unicità dei nodi e dei vertici, sovrapposizione poligoni).

Il geo-DB 3-D racchiude tutte le informazioni derivanti dall'immagazzinamento e dalle interpretazioni effettuate negli ambienti 1-D e 2-D. L'attributo Z, finora rimasto come campo di indicazione della quota, diventa essenziale e viene a fare parte integrante del dato riportato (Z-Field in ArcGIS). L'utilizzo di ArcSCENE (ArcGIS suite) ha permesso di osservare e valutare la presenza di tutti i dati e la loro relazione spaziale tridimensionale.

Oltre ad una efficace rappresentazione degli oggetti interpretati il geo-DB 3-D permette una efficiente migrazione verso molti dei software di modellistica. Infatti l'organizzazione in un solo file di tutti i dati presenti permette export con formattazioni diverse (colonnari, tabellari, matrici...) che spesso variano a seconda del software utilizzato. Sono stati effettuati con rapidità e successo migrazioni verso: Geomodeller®, Isatis®, SgeMS, R.

4.6. Analisi ed elaborazione dei dati: il passaggio dimensionale da 1-D a 3-D.

La particolarità del geo-DB progettato è la capacità di muoversi nelle tre dimensioni e, disponendo di dati cronologici relativi e/o assoluti, nel tempo, dando un accento geologico evolutivo agli oggetti inseriti, in modo robusto (con il minor numero di errori possibile) e particolarmente vicino alle esigenze dello studio stratigrafico e sedimentologico a fini idrostratigrafici.

Il primo approccio è di tipo monodimensionale (Cap. 5). È in questo momento che si vanno a definire le caratteristiche su cui si baserà l'intero modello finale. Porre particolare attenzione alla metodologia utilizzata per classificare i dati è essenziale. Il modello 1-D (ampiamente descritto nel successivo capitolo 5) è il più semplice da trattare dal punto di vista informatico ma è anche quello che determina la struttura del database nelle altre dimensioni. In esso devono essere contenute tutte le informazioni possibili, ubicazione corretta, leggibilità immediata e semplice rappresentazione grafica, possibilità di inserire e modificare i dati, possibilità di parametrizzare i dati per poter creare input numerici da utilizzare negli algoritmi di simulazione ed interpolazione. L'attenzione maggiore è stata l'utilizzo della classificazione in litofacies. È stato scelto in questo studio, al fine di costruire un oggetto informatico che funziona similmente ai passaggi necessari per la ricostruzione concettuale del sottosuolo, di utilizzare un criterio di descrizione riferibile alla modalità descrittiva proposta da *Miall (1986)* per la descrizione delle facies fluviali (Cap.5.1). Associata ad ogni litofacies si sono aggiunti 6 campi per mantenere memoria di dati non classificabili nello schema proposto da *Miall (1986)* ma di notevole importanza per la correlazione litostratigrafica (colore, cementazione, compattazione, fossili/gusci, non recuperato, presenza di acqua). In questa fase avviene anche la prima interpretazione che pone un vincolo fortissimo alle analisi e interpretazioni 2-D e 3-D. Lo studio dei trend e delle associazioni delle sequenze (*fining, coarsening, thinning, thickening upwards* o stazionarie) e l'ubicazione corretta nel log litologico sono la base per l'identificazione del passaggio delle superfici geologiche del modello 2-D.

Il modello 2-D (Cap. 6) è fisicamente l'elemento dove si devono concentrare tutte le capacità interpretative del geologo. Dopo aver analizzato monodimensionalmente tutti i dati, osservato come sono organizzati verticalmente i sedimenti, riconosciuti i limiti delle sequenze e dopo avere attribuito loro una gerarchia preliminare, si deve dare forma alle superfici che delimitano gli oggetti geologici di sottosuolo a gerarchia diversa. Nello specifico in questo lavoro si sono andate a definire le superfici che delimitano la stratigrafia dal minimo ordine gerarchico a salire: facies, associazioni di facies e sequenze. Ogni linea tracciata nel modello bidimensionale deve intersecare ed ereditare i

dati provenienti dal modello 1-D. Questo è stato reso possibile lavorando in ambiente GIS e facendo ereditare con intersezioni geometriche e di attributi le caratteristiche del modello 1-D ai poligoni delimitati dalle superfici tracciate nel modello 2-D.

Il modello 3-D (Cap. 7) risulta essere generato in maniera deterministica dopo aver fissato le superfici in ambiente bidimensionale. Si uniscono in questo modo le superfici identificate nella maglia delle sezioni interpretate andando a dare una dignità tridimensionale agli oggetti geologici identificati. La particolarità innovativa di questo studio è stata quella di utilizzare il campo potenziale (Cap. 7) per definire una guida all'interpolazione delle eterogeneità. Ottenuto il modello fisico tridimensionale è possibile andare ad analizzare statisticamente tutti i dati ottenuti utilizzandoli per definire un criterio di validità o meno del modello. È possibile, come spesso accade con i modelli 3-D, visualizzare al meglio le strutture analizzate accorgendosi di eventuali errori ed evidenziando alcune particolarità e geometrie degli oggetti geologici generati. La perfetta interoperabilità dei sistemi (GIS e modellistica 3-D) permette di esportare dal modello vari sottoprodotti più facili da leggere come mappe di *sub-crop*, carte delle isopache e delle isobate.

4.7. Passaggi di scala e passaggi dimensionali

Nei paragrafi precedenti si è utilizzato volutamente il termine “oggetto geologico”, perché il metodo concettuale proposto non vuole vincolarsi ad una scala di lavoro determinata ma vuole essere perfettamente utilizzabile in ogni ambiente deposizionale dove è forte la necessità di mantenere un forte controllo sulla forma degli oggetti che si vanno a ricostruire per mezzo di interpolazione o simulazione. La scala operativa, la quantità di dati da utilizzare, la bontà del modello e la sua veridicità saranno in buona parte funzione del risultato che si vuole ottenere. Modellizzare un bacino sedimentario, un *system tract* all'interno di una sequenza deposizionale o un elemento architettonico (oppure un complesso o un gruppo idrostratigrafico, un sistema acquifero o un'associazione di idrofacies,) presenterà le stesse difficoltà, richiedendo una procedura del tutto analoga.

Ciò che più conta conoscere e tenere a memoria nelle dinamiche dei passaggi di scala svolti seguendo questo metodo, è che ogni volta che si effettua un *upscaling* o un *downscaling* è necessario quantificare la variazione di dettaglio che si sta eseguendo. Nel caso specifico si deve mantenere il seguente approccio logico: il modello 1-D (Cap.5) possiede il massimo dettaglio verticale, poiché definisce la struttura a partire dalle singole facies (idrofacies) fino alle sequenze deposizionali (Gruppi idrostratigrafici). Il passaggio al 2-D prevede la perdita di dettaglio, e nello

specifico il lavoro proposto prevede la definizione della struttura dai gruppi di facies fino alle sequenze deposizionali (Sistemi acquiferi, acquitardi o acquicludi e complessi idrostratigrafici). Il modello 3-D invece potrà avere una risoluzione variabile, definendo le geometrie degli elementi deposizionali e delle sequenze deposizionali (dai Sistemi i ai Gruppi in termini di Idrostratigrafia). Ogni volta che si varia la dimensionalità di analisi e di studio si deve tenere conto anche dello spazio vuoto che incrementa esponenzialmente. Descrivere un oggetto 1-D significa osservare un set di dati continuo, interpretare una sezione 2-D significa già interpretare un spazio estremamente grande che contiene incognite in ogni sua porzione, di conseguenza l'incertezza 3-D risulta essere estremamente più elevata di quella bidimensionale. L'incertezza varia di almeno un ordine di grandezza ad ogni passaggio di dimensioni.

5. Analisi 1-D ed elaborazione

L'analisi monodimensionale consiste nell'osservare e caratterizzare i dati di sottosuolo descrivendoli secondo le loro caratteristiche rispetto alla sola profondità. In termini procedurali questo significa fissare tre elementi: 1) un criterio univoco per definire le proprietà geometriche ed immagazzinarle nel GeoDB, 2) parametri adatti per la classificazione sedimentologica e 3) una metodologia per il raggruppamento delle informazioni secondo le regole geologiche e stratigrafiche valide per il dato che si sta interpretando in quel momento. Quindi, in termini geologici e di analisi di bacino riferiti al presente studio, si intende per analisi monodimensionale lo studio ed il raggruppamento secondo un ordine gerarchico sedimentologico e stratigrafico dei sedimenti indagati da un sondaggio, da un pozzo o in un log rilevato in affioramento.

Nel seguito verranno presentati prima i criteri per la parametrizzazione sedimentologica dei dati e la relativa classificazione. Successivamente verranno presentati criteri e risultati della definizione delle proprietà geometriche e dello studio per il raggruppamento stratigrafico delle informazioni monodimensionali.

5.1. Parametrizzazione sedimentologica

Definizione

La parametrizzazione sedimentologica è l'associazione ad ogni intervallo litologico descritto di una facies tessiturale, identificata da un codice numerico univoco (con alias testuale sintetico di facile interpretazione) che deve essere di facile lettura, raggruppabile, ordinabile e possedere una univoca gerarchia. Per "raggruppabile" si intende la possibilità di unire secondo variabili diverse più oggetti appartenenti ad un gruppo omogeneo. Prendiamo per esempio i alcuni codici alfanumerici fittizi: 1AA+, 1AB+, 1AC-, 2AD-, ciascuno dei quali potrebbe rappresentare una facies sedimentaria. Volendo raggrupparli possiamo scegliere quale criterio utilizzare. Se volessimo raggruppare secondo la presenza del segno "+" otterremmo due singoli gruppi di facies: la facies "+" e la facies "-", se volessimo raggruppare secondo la presenza del carattere "A" otterremo un solo gruppo di facies. La proprietà di "ordinabilità" si affronta associando in modo critico gli oggetti già orientati secondo una scala granulometrica ad un numero intero positivo progressivo. La "gerarchia" è fornita dalla presenza simultanea delle due caratteristiche di raggruppabilità e ordinabilità. All'interno di ogni gruppo omogeneo infatti rimangono inalterate le proprietà di ordinabilità e

quindi l'analisi e le strutture riconosciute in ogni oggetto, indipendentemente dalla sua scala risultano le medesime.

Criteri dell'analisi

Sono stati considerati tre livelli di dettaglio, corrispondenti a tre ordini gerarchici di analisi: 1) l'ordine della litofacies, in cui è mantenuto il massimo dettaglio possibile nella definizione delle caratteristiche lito-tessiturali e di eterogeneità dei singoli elementi, così come descritti dall'operatore. A questa scala si sono considerate le più piccole variazioni percentuali di granulometria ottenute per via descrittiva o tramite analisi di laboratorio. Il codice alfanumerico utilizzato è definito da 4 caratteri. Al primo posto del carattere è inserita la sigla che indica la granulometria o la mistura granulometrica dominante ed il carattere diagenetico dominante (presenza/assenza della cementazione), esprimibile nel caso in studio (e nella maggior parte degli studi sedimentologici su sedimenti fluvioglaciali ed alluvionali) da: A (argilla), L (limo), S (sabbia), SG (sabbia e ghiaia), GS (ghiaia e sabbia), G (ghiaia), AR(arenaria), CONG(conglomerato). Tali sigle possono essere precedute da un prefisso: c (coarse), m (medium), f (fine) che va a dettagliare meglio la proprietà della litologia dominante o unica. In seconda posizione si possono trovare indicazioni litologiche (utilizzando la stessa classificazione terminologica) della frazione granulometrica minoritaria (es: cGmS sta per ghiaia grossolana -cG- con sabbia media -mS-). Nella descrizione in affioramento o in carotaggio continuo si possono aggiungere suffissi costituiti da altre lettere minuscole riguardanti le strutture sedimentarie primarie (x: lamine incrociate, p: lamine parallele, l:lamine a basso angolo, m: massivo, n: gradato normalmente, i: gradato inversamente). Nello studio in oggetto sono state riconosciute 156 litofacies (Tab. 5.1).

2) Il secondo ordine gerarchico di classificazione raggruppa le litofacies in classi definite gruppi di litofacies a litologia dominante, andando a definire 16 gruppi nello studio in oggetto, (Tab. 5.1). In questo raggruppamento si sono considerate tutte le facies principali andando a dividerle per la presenza o assenza di porzioni fini minoritarie in esse contenute (es: tutte le litofacies che possiedono L come litologia dominante sono state raggruppate in L ed L1. L raggruppa tutti i sedimenti limosi con litologia minoritaria fine (LA) ed in L1 quelle con litologia minoritaria grossolana (LS, LSG, LGS, LG). Tale riclassificazione permette di visualizzare al meglio i trend regionali ed i sistemi a piccola scala. L'estremo dettaglio e l'eterogeneità delle 156 litofacies risultava essere dispersiva e poco sintetica nello studio dei corpi a questa scala, ma consente di eseguire confronti con qualunque base di dati esterna, di dettagliare l'analisi ove necessario e di interpretare geneticamente i sedimenti in studio. L'analisi statistica su cui si basa questa riclassificazione è presentata dai grafici a dispersione di Fig. 5.1.

3) Il terzo ordine gerarchico viene introdotto ai fini della caratterizzazione e simulazione

idrostratigrafica. Ogni metodo di simulazione geostatistica, e come vedremo anche l'approccio qui adottato di interpolazione dei dati lito-tessiturali basato sull'analisi del campo potenziale (capitoli 4 e 7), può essere applicato unicamente in presenza di un numero limitato di categorie (in generale tra 4 e 8 "facies" o "idrofacies"; Aigner et al., 1999; Anderson, 1989; 1997; Anderson et al., 1999; Felletti et al., 2006; Dell'Arciprete et al., 2010; 2011 con riferimenti bibliografici) per la necessità di disporre di un numero statisticamente significativo di dati per ogni categoria. Il terzo ordine gerarchico qui introdotto utilizza criteri di parametrizzazione idrostratigrafica per raggruppare i 16 gruppi di litofacies in 7 categorie definite informalmente idrofacies (Tab. 5.1; Fig. 5.1). A questo scopo quindi il concetto di idrofacies (Maxey, 1967; Anderson, 1989) viene adottato secondo l'accezione più ampia mutuabile dagli autori citati, cioè riferibile ad "un volume di sedimenti considerato omogeneo tessituralmente ma anisotropo e costituente un'entità di forma definita ed utile ai fini della modellazione idrogeologica". Le idrofacies ottenute ai fini di questo studio sono: Aclude-A, Aclude-B, Atarde-A, Atarde-B, Afero-A, Afero-B, Afero-C, che si riferiscono al segno idrostratigrafico di ciascuna categoria (ovviamente "clude" si riferisce ad "acquicludo", "tarde" si riferisce ad "acquitardo", "fero" si riferisce ad "acquifero". Le lettere A, B e C indicano granulometria crescente con l'ordine alfabetico; Tab. 5.1). Come si nota dal nome delle etichette date alle sette idrofacies c'è una predisposizione all'ulteriore semplificazione in Aclude, Atarde ed Afero per l'analisi dei sistemi acquiferi a scala regionale. La classificazione idrostratigrafica è stata effettuata anche tenendo conto dei parametri idrodispersivi propri delle litofacies. Si sono utilizzati essenzialmente dati bibliografici, dati derivanti da studi in corso su terreni analoghi e dati sperimentali dall'area di studio (granulometrie e prove permeametriche).

Idrofacies (= associazione di classi di litofacies)	Gruppi di Litofacies	Litofacies
Aclude-A	A	A, AT, ALS, AL, ALT, ACONG, AAr
	A1	ASCONG, ASL, AST, AS, ASG, AfG, AmfG, AGS, AG, AcG
Aclude-B	L	LA, LAT, LAS, LAfG, LAG, L, LAr
	L1	LSA, LS, LfG, LG
Atarde-A	S	fSA, fSLA, fSL, fSAfG, fSLG, fS, fSfGA, mfSA, mfSL, mfSLfG, mfSmfG, mfSLG, mfS, mSA, mSL, SA, SAfG, SAG, SLA, SL, SLG, cmSLG, cSA, cSACong,
Atarde-B	S1	mS, S, cmSA, cmS, cS
Afero-A	SG	fSfG, fSG, mfSG, mSGA, mSGL, mfSfG, mSG, mScGA, mScG, SfGA, SGA, SGL, SfG, SmfG, SmG, SG, ScG, SGCong, cmSG, cSGA, cSGL, cSfG, cSG, cSGCong
	GS	fGSA, fGSACong, fGcSA, mfGSA, GAS, GmfSL, GSA, GSL, GcmSL, cGAS, cGfSL, cGSA, cGSL
Afero-B	GS1	fGfS, fGmS, fGS, fGcS, mfGfS, mfGmS, mfGS, mfGcmS, mGmS, mGS, GfSA, GfS, GmfS, GmS, GS, GcmS, GcS, cfGS, cGcS, cGmS, cGS, cGmcS, cmGSCong, cGcSCong, cGfGS
	G	TerGmfS, TerG, GA, GL, cGA, cGfGL
Afero-C	G1	fGA, fGAR, fG, mfG, mfGCong, mG, G, GCong, GSCong, cfG, cG, cGfG
	Ar	ArA, ArAS
	Ar1	ArS, Ar, ArCong, ArConGS, ArGfG
	CONG	CongA, CongArA
	CONG1	CongAr, CongArG, Cong, Ceppo, CongSfG, CongfG, CongG, CongGcS
<p>Codici alfanumerici adottati. Codice granulometrico principale: G: ghiaia, GS: ghiaia con sabbia, SG: Sabbia, S: sabbia, L: Limo, T: Torba, A: Argilla, Ar: arenaria, Cong: conglomerato. Codice granulometrico secondario: f: fine, m: medio, c: grossolano. Codici strutturali adottati: m: massivo, n: gradato normalmente, i: gradato inversamente, x: laminazione incrociata a piccola e grande scala, l: laminazione piano-parallela obliqua a basso angolo o orizzontale. Modalità per la codifica: codice granulometrico secondario + codice granulometrico principale + codice tessiturale.</p> <p>Esempi di codifica: cSfGh: Sabbia grossolana con ghiaia fine a laminazione piano-parallela orizzontale. Le misture granulometriche minoritarie si ottengono giustapponendo i codici tessiturali principali (AG: Argilla con Ghiaia; LA limo e Argilla ecc.).</p>		

Tabella 5.1. Classificazione lito-tessiturale gerarchizzata ottenuta dall'analisi monodimensionale dei dati di sottosuolo per il caso in esame. I numeri tra parentesi si riferiscono alla classificazione riportata nei grafici a dispersione di Fig. 5.1.

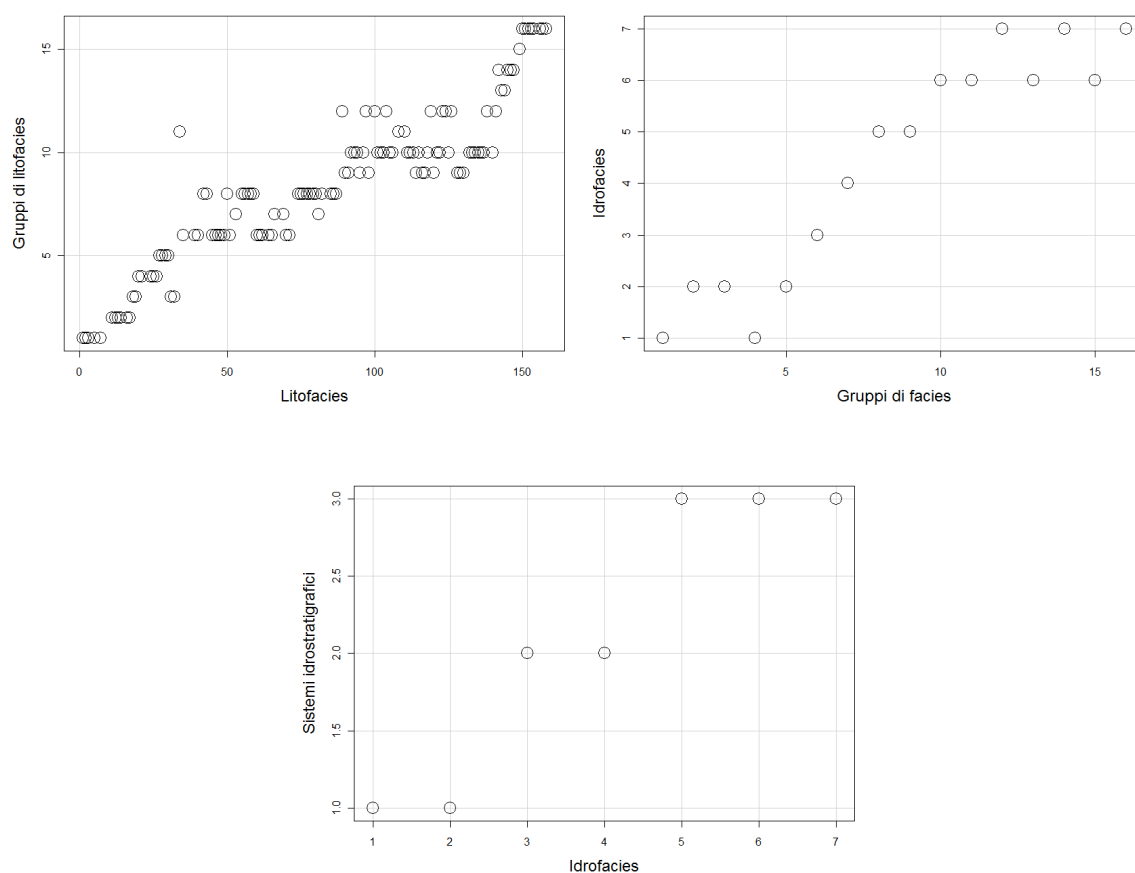


Figura 5.1. Grafici a dispersione a doppia entrata in cui si rappresentano i criteri di raggruppamento gerarchico delle 156 litofacies. In alto a sinistra i rapporti tra le 156 litofacies ed i Gruppi di Facies, in alto a destra i rapporti tra Gruppi di Facies e Idrofacies, in basso al centro i rapporti tra Idrofacies e i Sistemi idrostratigrafici. In ogni grafico i raggruppamenti (rispettivamente 16, 7 e 3) sono individuati lungo segmenti orizzontali ordinati per numero sull'asse delle ordinate, come in Tab. 5.1.

Gestione GIS

Il particolare sistema di divisione geometrico degli intervalli litologici che verrà descritto al paragrafo 5.2 viene popolato con la caratterizzazione lito-tessiturale appena descritta. Nello specifico si sono individuate 156 litofacies differenti raggruppate in 16 subdomain (rappresentanti i 16 gruppi di facies descritti nel paragrafo precedente). L'utilizzo del domaine subdomain nel geo-DB ha permesso di identificare istantaneamente la litofacies ed i gruppi di facies con un codice numerico e di associare un'etichetta alfanumerica caratterizzata dal codice descritto al paragrafo precedente. Il valore più basso è quello associato all'argilla, con codice A e valore 1, il valore più alto è della facies riferita ai ciottoli con ghiaia grossolana con codice cGcG e valore 156. I subdomain sono stati generati raggruppando le litofacies secondo i criteri descritti sopra ottenendo

le seguenti classi: A, A1, L, L1, S, S1, SG, GS, GS1,G, G1, AR, AR1, CONG, CONG1. L'utilizzo dei subdomains in ambiente GIS ha facilitato estremamente la gestione dei dati (Fig.5.2).

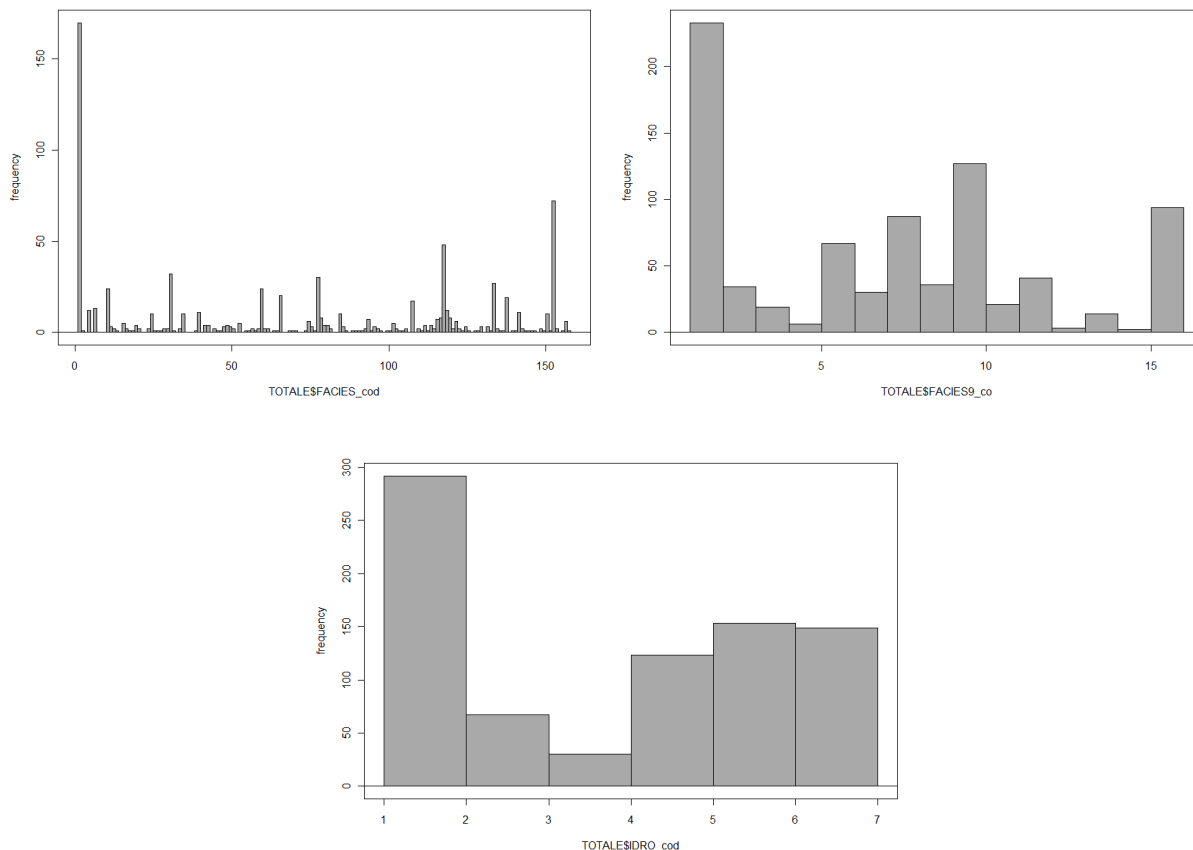


Figura 5.2. *Distribuzione delle Litofacies (in alto a sinistra), dei Gruppi di Facies (in alto a destra) e delle Idrofacies (in basso). In ascissa non sono riportate le etichette ma i valori numerici associati. Il valore più basso indica la caratteristica litologica fine e il valore più alto quella grossolana.*

Anche l'aspetto grafico e l'output geometrico del geo-DB hanno un'importanza fondamentale. Infatti, come si vedrà nel capitolo 6, sarà sulla base del dato monodimensionale che si andranno a tracciare le superfici applicando i principi di correlazione stratigrafica classici associati al concetto di gerarchizzazione delle entità stratigrafiche (sedimenti e superfici-limite). Il colpo d'occhio e l'immediatezza della lettura sono stati la chiave per la legenda grafica dedicata alla rappresentazione di tali dati.

Ogni livello litologico, finora rappresentato da una polilinea adimensionale è diversamente colorato e diversamente ampio sull'asse X a seconda della classificazione di facies ad esso associata. Sono

stati definiti 5 colori principali: nero per le litofacies A, verde scuro per le litofacies L, giallo per le litofacies S, verde chiaro per le litofacies SG, azzurro per le litofacies GS, blu scuro per le litofacies G, nocciola per le litofacies Ar e marrone per le litofacies CONG. Tra le litofacies omogenee (es: Sl, Sa, S, Ssl) è stato adottato un metodo grafico basato sullo spessore delle polilinee di ogni intervallo dando la possibilità di evidenziare ampiezze diverse in X con colori uguali (es: GS - ghiaia con sabbia- e GL -ghiaia con limo – saranno entrambi segmenti di colore blu ma il primo sarà più ampio in X perché più grossolano avendo una frazione minore di sabbia). Ciò permette di evidenziare trend e tendenze (per la visualizzazione grafica si veda l'esempio già proposto in Fig. 4.6), che verranno discussi nel paragrafo successivo.

La visualizzazione degli oggetti grafici è stata definita per tentativi andando a migliorare di volta in volta la legenda grafica. L'utilizzo dei files .lyr è risultato di estrema comodità consentendo di tenere memoria delle diverse legende modificate nel tempo al fine di importare diverse visualizzazioni e paragonarle velocemente per efficacia e leggibilità.

Oltre al dato strettamente litologico si sono aggiunte 2 barre laterali continue a fianco di ogni log litologico che vanno ad identificare parametri particolari minori: colore e caratteristiche accessorie (x: fratturato, w: alterato, c: cementazione, oc: sovraconsolidazione). Tali barre possono essere utilizzate come ausilio alla definizione dei trend verticali oppure singolarmente, per osservare delle alternanze ritmiche o eventuali particolari andamenti nelle caratteristiche minori.

Risultati ottenuti

Si sono definiti, secondo questa procedura, tre ordini gerarchici crescenti per classificare i sistemi stratigrafici indagati: 1) litofacies 2) Gruppi di facies, 3) Idrofacies (Tab. 5.1 e Fig. 5.2), cui si aggiunge l'ordine gerarchico superiore (sistemi idrostratigrafici, Fig.5.1) definibile però più propriamente solo a partire dall'ambiente 2-D. In ogni modalità si sono messe in evidenza caratteristiche peculiari altrimenti non individuabili nelle altre classificazioni. Questo aspetto è di fondamentale importanza per la fase di lavoro che prevede il riconoscimento e l'analisi della variazioni laterali delle proprietà sopra descritte (tessiturali ed idrostratigrafiche).

5.2. Proprietà geometriche monodimensionali

Definizione

Il modello geometrico rappresenta il concetto stratigrafico classico rappresentante i singoli intervalli litologici del dato di sottosuolo (pozzi, sondaggi, prove geotecniche, descrizione di log in affioramento). Nella metodologia adottata il modello geometrico è stato definito come un insieme di polilinee semplici (costituite dal nodo ed un singolo vertice finale alias segmento) contigue ed allineate lungo una stessa direttrice ed aventi come coordinate degli estremi il top e bottom di ogni singolo intervallo litologico. Le coordinate utilizzate si riferiscono alla distanza di top e bottom dalla superficie, pertanto la prima coordinata sarà uguale a zero e l'ultima sarà identica alla profondità massima raggiunta dal dato monodimensionale (profondità pozzo, lunghezza sondaggio, spessore stratigrafico in affioramento).

Ogni intervallo diventa quindi un oggetto (feature) immagazzinato nel geo-DB a cui si possono riferire infiniti attributi secondo la concezione propria di GIS.

Criteri dell'analisi

Le analisi effettuate sulle geometrie dei dati monodimensionali sono state di tipo statistico descrittivo e di correlazione per regressione. Lo studio descrittivo permette di analizzare al meglio le componenti geometriche andando a definire domini omogenei all'interno dei quali si presentano le medesime caratteristiche geometriche (media degli spessori, media delle profondità, medie del rapporto profondità totale rispetto al numero di livelli). Tali parametri permettono di identificare già alcune caratteristiche stratigrafiche. Infatti è presente un trend estremamente interessante nella maggior parte dei dati di sottosuolo che consente di individuare tre aree omogenee stratificate nel dominio: 1) zona inferiore a grandi banchi decametrici intervallata da strati plurimetrici, 2) zona intermedia a strati metrici intervallati, 3) zona superiore con grandi banchi decametrici intervallati da strati metrici e submetrici (inferiore, intermedia e superiore si intende riferito alla superficie topografica). Queste indicazioni forniscono una prima relazione tra la definizione statistica e l'assetto stratigrafico del modello. Si vedrà nel capitolo seguente (cap.6) come queste tre zone definite sul semplice studio della distribuzione dello spessore dei livelli litologici nell'ambiente 1-D sia perfettamente rispecchiata dall'assetto stratigrafico deposizionale più legato all'analisi sedimentologica.

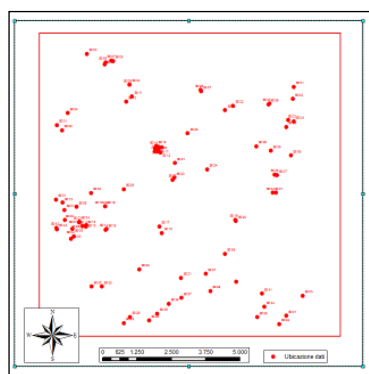
Lo studio di correlazione per regressione invece mette a confronto lo spessore ed alcuni attributi per ogni singolo livello (spessore/litologia, spessore/profondità). Tali analisi si sono effettuate al fine di

descrivere al meglio eventuali trend e strutture spaziali presenti nel dominio di studio. Anche in questo caso si sono osservate parecchie regressioni efficaci che hanno permesso di distinguere 3 domini con caratteristiche omologhe e riconducibili a quelli precedentemente individuati: 1) zona inferiore con coefficiente di regressione efficace tra spessore e litologia argillosa, 2) zona intermedia con assenza di correlazione tra spessore-strato/litologia ad indicare una varianza estremamente elevata, 3) zona superiore con fortissima correlazione tra spessore e litologia ghiaiosa con rari dati estremi a litologia argillosa.

Gestione GIS e database statistico in ambiente “R”

Il dato geometrico di sottosuolo è stato risolto sotto l'aspetto informatico GIS utilizzando 3 feature classes: 1) point feature class atta a definire l'ubicazione in mappa di ogni singolo punto ove è presente un dato di sottosuolo con il proprio ID, 2) tabella collegata da ID key field in modalità relate contenente tutti gli intervalli litologici di tutti i dati di sottosuolo, 3) feature class di polilinee con la rappresentazione dei singoli intervalli (Fig. 5.3 per i dettagli delle feature classes).

OBJECTID*	Shape*	CTR	N° 1	Coord x	Coord y	Q	Prof	Indirizzo	ID*	Q dtm ct10
1	Point	C6A2	S001	1540425	5035375	100	101,78	acquedotto	C6A2S001	102,22
2	Point	C6A2	S002	1540175	5035075	97	108	acquedotto	C6A2S002	101,2111
3	Point	C6A2	S003	1541025	5036100	104	30	Busnaghi	C6A2S003	103,9294
4	Point	C6A2	S004	1540050	5039820	0	20	canale muzz	C6A2S004	111,962
5	Point	B6E1	S001	1532076	5042266	134,52	90	VIA MANZO	B6E1S001	134,425
6	Point	B6E1	S002	1532262	5042081	136,47	60	LOCALITA'	B6E1S002	132,4404
7	Point	B6E1	S003	1533170	5044837	144,6	147,5	VIALE ITALI	B6E1S003	144,9783
8	Point	B6E1	S004	1532475	5042700	139	70	via trieste 95	B6E1S004	135,1868
9	Point	B6E1	S005	1533818	5044461	139,5	105	VIALE EURO	B6E1S005	140,5821
10	Point	B6E1	S006	1533852	5044536	141	101,25	VIALE EURO	B6E1S006	141,3753



Field Name	Data Type
OBJECTID	Object ID
Shape	Geometry
CTR	Text
N°_1	Text
Coord_x	Double
Coord_y	Double
Q	Double
Prof	Double
Indirizzo	Text
ID	Text
Q_dtm_ct10	Double

Figura 5.3. *Struttura tabellare (in alto) e descrizione delle tipologie dei campi (in basso a destra) della struttura dei dati puntiformi. A sinistra in basso la rappresentazione grafica in mappa. Si osservi il campo chiave ID* asteriscato*

Il campo ID key field è di importanza fondamentale (Fig. 5.4) e viene definito dalla concatenazione della mappa CTR Regione Lombardia su cui si ubica il dato, più un codice alfanumerico progressivo che riporta memoria della tipologia di dato (A: Affioramento, Q: cava, P: palo di

fondazione, W: pozzo per acqua, B: pozzo, S: sondaggio). Per esempio, un sondaggio che si trova nella mappa CTR B7e2 ed è stato inserito per quindicesimo otterrà come ID B7e2S015. In questo modo si possono ottenere 999 dati per tipologia per ogni CTR (i dati in realtà sono sempre meno numerosi e non superano mai il centinaio per ogni CTR). L'importanza della determinazione dell'ID è fondamentale in quanto tale codice non verrà abbandonato nemmeno quando si lascerà l'ambiente GIS per passare ai software di modellistica.

OBJECTID*	ID*	TOP	BOT	FACIES	DETT	COLORE	DESCR	FACIES PL	cod	spess
178	B6E1S009	50,5	54	AT	b		Argilla con trova	At-b-	AT	3,5
179	B6E2S016bis	33,5	35,5	A	s	y	argilla da gialla a	A-s-y	A	2
180	B6E2S022	78	81	AS			Argilla debolmen	AS-	AS	3
181	B6E1S002	50	53	A		y	Argilla di diversi	A-v	A	3
182	B6E2S019	111,05	111,45	A		y	Argilla di vari col	A-v	A	0,4000
183	B6E2S019	85	86,8	A	c	v	Argilla di vari col	A-c-v	A	1,8
184	B6E1S038	23,2	25	A	c		Argilla dura	A-c-	A	1,8
185	B6E1S038	50	52	A	c		Argilla dura	A-c-	A	2
186	B6E2S002	26	30	A	c		Argilla dura	A-c-	A	4
187	B6E2S002	48	50	A	c		Argilla dura	A-c-	A	2
188	B6E2S002	60	62	A	c		Argilla dura	A-c-	A	2
189	B6E2S002	71	75	A	c		Argilla dura	A-c-	A	4
190	B6E2S005	57,5	68	A	c		Argilla dura	A-c-	A	10,5
191	B6E2S009	67	71	A	c		Argilla dura com	A-c-	A	4
192	B6E2S002	30,5	31	A	c		Argilla dura con	A-c-	A	0,5

Field Name	Data Type
OBJECTID	Object ID
ID	Text
TOP_	Double
BOT	Double
FACIES	Text
DETT	Text
COLORE	Text
DESCR	Text
FACIES_PLUS	Text
cod	Double
spessore	Double

Figura 5.4. *Struttura tabellare dei dati di sottosuolo. In alto si osservi lo stralcio della tabella, in basso la caratteristica di ogni singolo campo. Si osservi il campo chiave ID* asteriscato.*

Per la gestione del dato e il dialogo continuo tra le feature classes presenti e le tabelle dei dati si sono progettati 2 tools in arcGIS (model builder) in modo tale da automatizzare sia la procedura di conversione dal dato tabellare a quello geometrico di ogni singolo livello geometrico sia quella di controllo per evitare perdita ridondanza o sovrapposizione di dati.

Il tool di conversione grafica è basato sulla generazione di polilinee aventi coordinate dei vertici e dei nodi note. Partendo dalla tabella degli intervalli litologici il tool è in grado di generare tante polilinee adiacenti quanti record soddisfano la query dell'univocità dell'ID. Selezionare all'interno della tabella i record aventi lo stesso ID è equivalente a selezionare la stratigrafia di un singolo dato di sottosuolo. Una volta selezionato ed estratto il record, il tool assegna ad n polilinee, tanti quanti sono gli intervalli estratti, le coordinate ritrovate nei campi top e bottom. In questo modo apparirà sul monitor graficamente la colonna separata negli intervalli litologici. È stata introdotta anche la possibilità di generare il report grafico con una esagerazione verticale voluta (molto utile negli ambienti di studio, come quello in oggetto, ove le variazioni laterali si realizzano nell'ordine della decina di chilometri mentre quelle verticale nell'ordine della decina di metri).

Il tool di controllo è in grado di evidenziare eventuali errori o carenze, mettendo in sequenza 3

regole topologiche di intersezione e appartenenza. Infatti secondo tale tool è impossibile generare livelli litologici che si sovrappongono, che non hanno adiacente un altro livello o che sono in parte sovrapposti.

Risultati ottenuti

I Risultati ottenuti dal passaggio descritto sono la catalogazione geometrica coerente e robusta di tutti gli intervalli litologici, pronti per essere popolati ed associati ai loro attributi litologici, sedimentologici e stratigrafici, secondo la classificazione presentata in precedenza. La presenza inoltre del legame tra dato di sottosuolo (Z) e sua ubicazione nel piano (XY) fa sì che tale organizzazione geometrica del dato sia realmente proiettabile nello spazio 3-D. Infine l'utilizzo della classe a polilinee permetterà, come descritto nei capitoli successivi, di evidenziare graficamente numerose caratteristiche riferite ad ogni singolo intervallo (ogni singolo segmento adiacente).

Secondo questa procedura si sono inseriti: 96 dati di sottosuolo, 9486 intervalli litologici, ed applicati due *tools* ad hoc per la gestione e l'automazione del flusso dei dati.

Lo studio statistico descrittivo e di correlazione per regressione è stato condotto in R, un software *open source* estremamente versatile in grado di leggere gli output dal sistema informativo direttamente e di integrarsi perfettamente nelle analisi statistiche effettuate.

Vengono riportati alcuni esempi di script (in figura 5.5 gli output grafici) utilizzati nello studio statistico descrittivo dei dati di sottosuolo:

Istogramma riferito all'unità UG6.

Studio della frequenza del parametro FACIES9:

```
barplot(table(UG6_Be$FACIES9), xlab=FACIES9, ylab=Frequency)
```

(Fig. 5.5 in alto a sinistra).

Areogramma riferito alla percentuale sul totale di ogni singola IDROFACIES dell'UG6 :

```
pie(table(UG6_Be$IDRO), labels=levels(UG6_Be$IDRO), main=IDRO, col=rainbow_hcl(length(levels(UG6_Be$IDRO))))
```

(Fig. 5.5 in alto a destra).

Grafico delle medie, restituisce il valore medio degli spessori raggruppati per facies dell'unità UG6.

Si osservi come le facies S1 risultano sì presentino come le più potenti:

```
plotMeans(UG6_Be$SPESSORE, UG6_Be$FACIES9, error.bars=$e)
```

(Fig. 5.5 in basso).

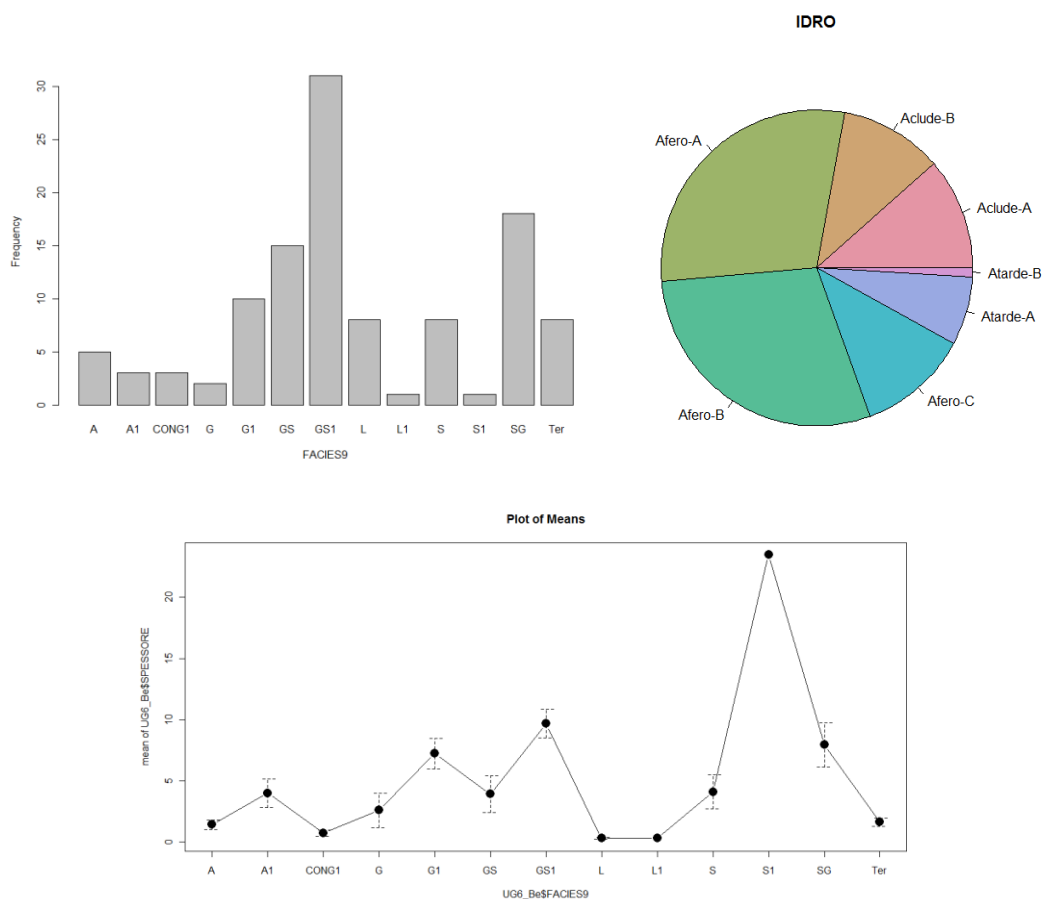


Figura 5.5. Esempi di report grafici derivanti dalle analisi statistiche in “R”. In alto a sinistra un istogramma riferito alla distribuzione dei Gruppi di Facies nell’UG6. Si veda il testo precedente per gli script dei comandi.

Raggruppamento stratigrafico delle entità monodimensionali, analisi dei trend verticali e delle tendenze evolutive

Definizione

In un sistema deposizionale esistono dei trend e delle tendenze precise che caratterizzano l'organizzazione interna dei sedimenti (“stacking patterns” a diverse scale; *Vail et al., 1977; Miall, 1986; Catuneanu, 2010*). Sequenze di tipo *fining, coarsening, thinning e thickening upwards* o stazionarie derivano dalle modalità di crescita delle entità deposizionali nei relativi sottoambienti. I limiti stratigrafici di diverso ordine gerarchico di ogni unità si dispongono alla base di ogni sequenza individuata, ai diversi ordini gerarchici. La prima fase del riconoscimento di sequenze quindi è quella monodimensionale. Le scelte operate in questa dimensione potrebbero comunque

rivelarsi parzialmente erronee dopo il processo di correlazione bidimensionale. Infatti, il riconoscimento delle unità genetiche è basato sull'individuazione dei loro limiti di letto (salti di grana inversi e bruschi, cioè con scarto di almeno una classe tessiturale) e sulla definizione del trend interno al pacco di sedimenti individuato. Ciò non determina immediatamente l'ordine gerarchico dell'unità individuata, poiché esso non dipende direttamente né dalle proprietà descritte, né dallo spessore stratigrafico. In uno studio di sottosuolo, la possibilità di riconoscere entità di ordine gerarchico basso dipende principalmente dall'accuratezza della descrizione, a sua volta determinata dal tipo di indagine di sottosuolo (carotaggio continuo di sedimenti coesivi o consolidati e sondaggio a distruzione di nucleo sono i casi estremi, rappresentativi del massimo e minimo dettaglio ottenibili) e dalle competenze dell'operatore. Come ogni altro studio analogo, il presente si basa sia su dati accurati e dettagliati, raccolti in originale dallo scrivente cioè da un operatore esperto, sia su dati pregressi, raccolti da operatori ignoti e diversi, spesso di scarsa competenza specifica. La normalizzazione dei dati, ottenuta attraverso la riclassificazione e codifica descritta al Paragrafo 5.1, ha il vantaggio di rendere omogenei ed affidabili i dati introdotti nel modello consentendone l'utilizzo collettivo in base però al minimo del relativo contenuto descrittivo, anche se ogni dato introdotto conserva tutta la propria accuratezza per gli usi puntuali e/o per facilitare le operazioni di *downscaling*.

Criteri d'analisi e risultati

Le sequenze individuate sono state di tre tipi: *fining upwards*, *coarsening upwards* e stazionarie (Fig. 4.7 per esempi di riconoscimento delle sequenze e relative visualizzazioni). Tali sequenze caratterizzano porzioni di sedimenti differenti. Facendo riferimento alle stesse tre porzioni già individuate statisticamente nel corso dell'analisi geometrica (Paragrafo 5.2) si riconosce la parte più profonda, strettamente legata alle dinamiche marine e marino-costiere (Capitolo 3) che presente infatti sequenze *coarsening upwards* rappresentate da gruppi di intervalli con passaggi graduali da limi a ghiaie (quindi progradanti) intervallate da sequenze stazionarie di materiali fini (argille e limi intercalate, quindi lentamente aggradanti). In questa porzione inferiore della stratigrafia si possono incontrare anche delle sequenze stazionarie sabbiose con intercalazioni limose (aggradazione costiera più veloce). La parte intermedia è caratterizzata da tre sequenze *fining upwards* sovrapposte e composta da sedimenti ghiaiosi, sabbiosi e limosi (riempimento ed abbandono di sistemi vallivi). La parte superiore del volume è invece caratterizzata da sequenze stazionarie ghiaiose con tendenza all'organizzazione *fining upwards* (tipiche sequenze alluvionali associate alla migrazione di barre entro sistemi di alveo con canali gerarchizzati; *Miall, 1986; Bridge, 2006*). Definire i criteri per il riconoscimento di tali sequenze è stato fondamentale in quanto per le *fining upwards* è imposto il

passaggio del limite genetico alla base della stessa (salto di grana inverso per mezzo di una superficie netta solitamente erosionale). Al contrario per le sequenze *coarsening upwards* il limite con brusco salto di grana si colloca alla sommità della stessa (o per converso rappresenta un salto di grana brusco ma non inverso, dato cioè dall'appoggio di limi/argille su ghiaie). Le sequenze stazionarie possono fornire informazioni ambigue riguardo la posizione del limite di letto, ove non inquadrata stratigraficamente da sequenze di una delle altre due tipologie, pertanto saranno soggette a particolare attenzione in ambiente bidimensionale, valutandone con cura le variazioni laterali. In questo modo si sono definite le sequenze genetiche evolutive gerarchizzate (gruppo di strati, o unità genetica-base; raggruppamenti di gruppi di strati, cioè gruppi di unità genetiche base di ordine via via crescente) che, correlate in ambiente bidimensionale, hanno preso forma in elementi stratigrafici bidimensionali anch'essi gerarchizzati.

Gestione Gis e informatizzazione

All'interno del geODB è stato possibile immagazzinare direttamente le informazioni derivanti dall'analisi dei trend e delle sequenze. Oltre ad un dato grafico leggibile a fianco della stratigrafia, estremamente utile nella correlazione bidimensionale, si sono inserite le quote e gli intervalli ove presente una sequenza associandone la tipologia. Ad ogni tipologia di sequenza (*fining*, *coarsening* e stazionarie) è stato associata una campitura differente ed intuitiva (Come rappresentato in Figura 4.6 e 4.7) che, affiancata al modello litologico descritto nei paragrafi precedenti permette un'analisi e una visualizzazione estremamente completa dei dati di sottosuolo interpretati.

6. Analisi bidimensionale: passaggio all'ambiente 2-D ed integrazione con i dati di superficie

L'analisi bidimensionale consiste nell'interpretazione dei dati monodimensionali proiettati su una superficie definita. Tale superficie può essere verticale (sezione geologica), orizzontale (mappa) oppure articolata (DTM). Lo studio delle proprietà delle litofacies, dei gruppi di litofacies, e dei loro raggruppamenti secondo caratteristiche idrostratigrafiche (idrofacies; Capitolo 5) permette di definire diversi ordini di interpretazione ed analisi. Infatti l'analisi bidimensionale permette di definire oggetti che, a differenza dell'interpretazione monodimensionale, possiedono una forma. Gli oggetti in questione sono le tracce delle superfici-limite tra le entità (idro)-stratigrafiche gerarchizzate e le entità stratigrafiche stesse, di cui si realizzano in questa fase le immagini bidimensionali proiettate su piani. Le geometrie che si andranno a definire saranno quindi di fondamentale importanza perché costituiranno la guida dell'interpolazione dei dati in 3-D e perché nel passaggio dall'1-D al 2-D si realizza la ricostruzione stratigrafica di base. Come si può ricordare dal Capitolo 5, l'analisi 1-D fornisce un insieme di entità litostratigrafiche monodimensionali ("strati", "sequenze", "unità genetiche-base") e di punti per mezzo dei quali andranno condotte le superfici limitanti le stesse entità, la cui gerarchia è in quella fase solo supposta e può prendere sostanza unicamente nel passaggio dimensionale al 2-D. Le relazioni geometriche tra gli oggetti che verranno definiti nello studio bidimensionale saranno sottoposte a verifica della coerenza geometrica tramite osservazioni di carattere geologico-stratigrafico e sedimentologico e di carattere geometrico-topologico (quote e relazioni di correlazione e di intersezione, ricordando che superfici di ordine gerarchico inferiore non possono intersecare superfici di ordine gerarchico superiore; *Miall, 1986; 1996*). Lo studio tridimensionale renderà materiali nello spazio 3-D tali relazioni, in questa fase definite unicamente su piani tra loro intersecati per linee e punti (falso 3-D dei *fence diagrams*), e ne mostrerà le relazioni identificando le tendenze e trend locali e regionali e le eventuali incoerenze.

6.1. Geologia di superficie

Lo studio della geologia di superficie (spesso contraddistinta da una forte accezione pedologica in quanto la gran parte dei sedimenti affioranti presenta uno spesso strato di alterazione) e della

geomorfologia è un dato di notevole importanza in quanto si presenta come unica superficie 2-D in cui è possibile indagare in modo continuo i sedimenti coinvolti. La caratterizzazione geologica superficiale è avvenuta tramite l'integrazione dei dati pedologici, tessiturali, petrografici e geomorfologici con le interpretazioni derivanti da bibliografia. Il rilevamento geologico è stato condotto a scala 1:10.000 sul territorio andando a “mirare” le criticità messe in evidenza dai rilievi e dalle interpretazioni pregresse nell'area.

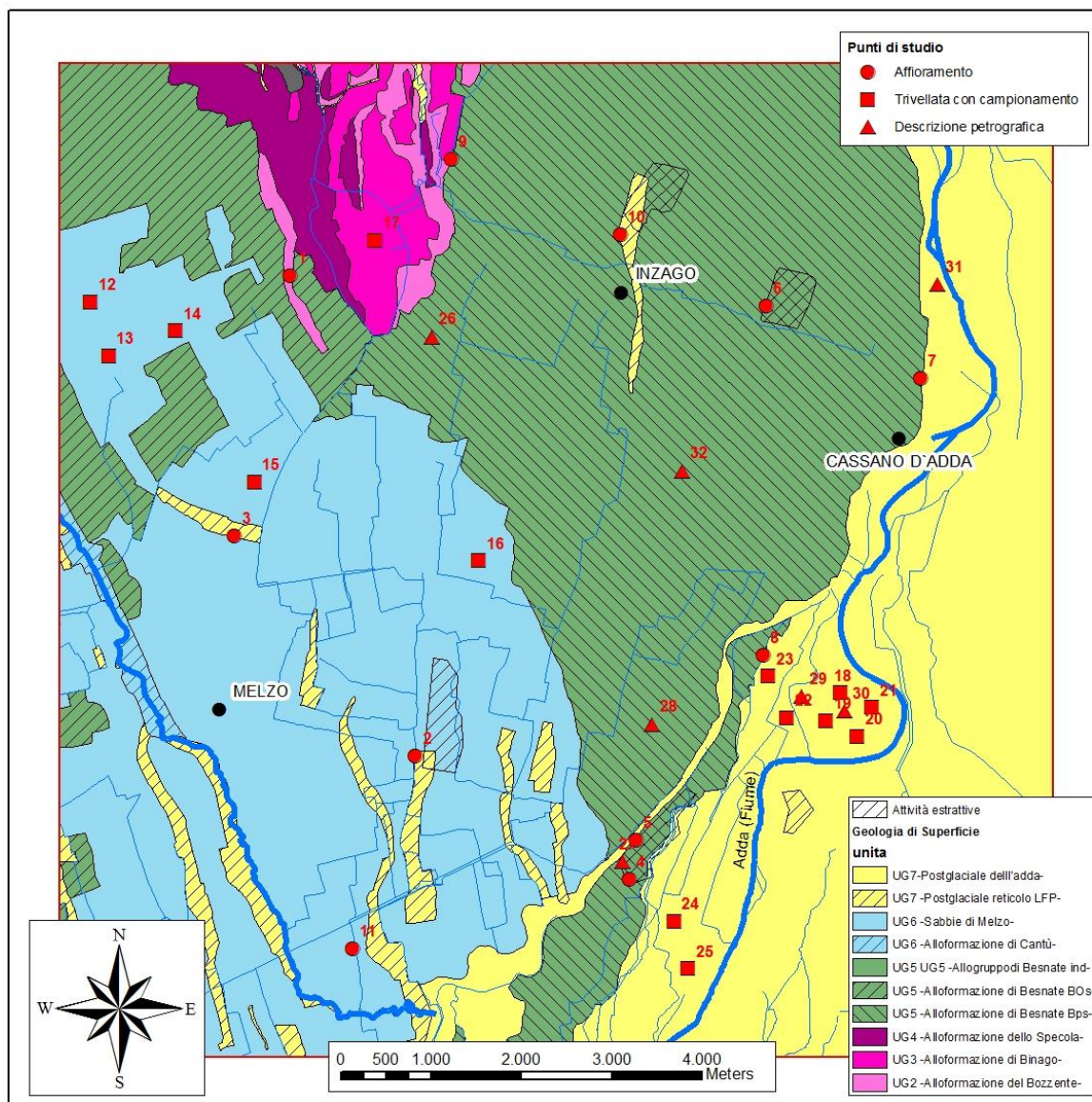


Figura 6.1. Carta geologica derivante dal rilievo in scala 1:10.000, con riportate le tipologie e l'ubicazione delle indagini effettuate. Affioramento: l'ubicazione della descrizione pedostratigrafica; Trivellata: raccolta di campioni di suolo e sedimenti superficiali fino alla profondità di 1,5m dal piano campagna con l'ausilio di una sgorbia; Descrizione petrografica: conta sul terreno delle tipologie petrografiche in un campione di materiale grossolano (SG,GS,G). In legenda vengono associate alle sigle “UG” (si veda in proposito il Par.6.2) le classificazioni stratigrafiche

da bibliografia (capitoli 3 ed 8).

Lo scopo principale dello studio geologico superficiale è stato quello di definire le relazioni geometriche delle unità affioranti (si veda la relativa classificazione nel Par. 6.2) allo scopo di ottenere vincoli per la ricostruzione 3-D di sottosuolo e per l'interpretazione dell'evoluzione geologica. Le relazioni osservabili tra le unità stratigrafiche affioranti (quasi tutte le unità di sottosuolo, ad esclusione di UG0 ed UG1) sono di tipo erosivo. Si tratta di un'associazione di unità fluvio-glaciali ed alluvionali terrazzate, reciprocamente incastonate con il seguente ordine: 1) le unità UG7 (postglaciali) intersecano tutte le unità di superficie e sottosuolo presenti anche in affioramento (UG2-3-4, UG5, UG6) lasciandone traccia sia come forma (Valle incisa dell'Adda e vallecole del reticolo fluviale minore sul LFP, Cap.4) che come corpo sedimentario (UG7 postglaciali); 2) UG6 interseca UG5 scolpendola ed andando a creare uno spazio successivamente colmato dai suoi stessi sedimenti nella zona sud-occidentale dell'area. Di notevole interesse è l'assenza di UG6 (associabile all'LGM, capitoli 3 ed 8) nella Valle Incisa dell'Adda; 3) UG5 a sua volta scolpisce UG2-3-4 che restano presenti come relitti erosionali nella forma terrazzata settentrionale, il cui rilievo topografico è quasi completamente livellato. Le relazioni di intersezione/erosione sono visibili in affioramento (a differenza che nel sottosuolo) anche all'interno del gruppo UG2-3-4 andando a definire un ordine di età relativa (desunto secondo il principio di intersezione) in quanto UG4 scolpisce UG3 che a sua volta scolpisce UG2. Tra le unità in affioramento si osservano paleosuoli, così come nelle aree di cava presso Cassano d'Adda emerge la superficie ad organi geologici, profondamente alterata, che rappresenta la sommità del Ceppo dell'Adda (Bini et al., 2004).

La cartografia geologica, geomorfologica, pedologica e lito-tessiturale è stata inserita nel geo-DB per l'integrazione con i dati di sottosuolo.

6.2. Superfici-limite delle unità bidimensionali e definizione delle entità stratigrafiche gerarchizzate

Definizione

Una superficie-limite è definibile come una discontinuità deposizionale di tipo conforme o erosionale. Tale superficie ha un intrinseco significato genetico legato alla sua natura ed origine. Le superfici in ambiente bidimensionale sono rappresentate da linee che vengono semplificate ed

interpretate come rette spezzate. Definire una superficie-limite significa fissare dei parametri per cui tale superficie sia riconoscibile sempre all'interno del modello monodimensionale intersecato. Identificare il passaggio di una superficie attraverso il modello monodimensionale significa cercare e correlare oggetti omologhi (basi erosionali, paleosuoli, basi e/o tetti di unità genetiche-base 1-D o di gruppi di unità genetiche) e verificarne la continuità spaziale. A seconda della tipologia di oggetto che viene utilizzato per marcare il top o il bottom di una unità deposizionale i suoi limiti ne ereditano la proprietà (es: se si definisce come limite inferiore di una unità l'inviluppo di tutte le basi erosionali correlabili ad una certa quota allora anche il limite acquisisce una natura erosionale). Definire la natura di un limite implica inoltre in qualche misura l'attribuzione di una natura genetica specifica anche ai sedimenti che costituiscono l'unità bidimensionale sottesa dallo stesso limite. E' quindi in questo passaggio che intervengono anche gli elementi di descrizione (*soft data*) e di interpretazione geologica, consentendo il ricorso alla verifica della verosimiglianza dei risultati ottenuti in relazione al quadro geologico locale e regionale (Cap.3).

Criteri dell'analisi

L'analisi dei dati 1-D per la ricostruzione 2-D delle superfici-limite e delle entità stratigrafiche bidimensionali è stata condotta seguendo le diverse caratteristiche dei sedimenti e del loro stile deposizionale. Si sono cercate ed osservate le basi nette, eventualmente riconoscibili dopo l'analisi 2-D come erosionali. Vengono definite tali quando una litofacies grossolana (SG, GS, G) è sovrapposta, con uno stacco netto, ad una litofacies meno grossolana (S) o fine (L, A) e si realizzano, durante la correlazione, relazioni di intersezione con superfici di ordine minimo (limiti di "strato"). Il passaggio del limite è in questi casi imposto alla base del livello grossolano, in quanto esprime un cambiamento di stile deposizionale discreto nel tempo. Come è noto, non necessariamente l'appoggio di ghiaia su limo o sabbia fine, in ambiente alluvionale, esprime erosione, ma può associarsi, ad esempio, alla progradazione costruttiva o non distruttiva di una forma di fondo a scale diverse (*Miall, 1996; Bridge, 2004*). Ciò nonostante il contatto esprime un evento, discreto nel tempo, che muta i caratteri deposizionali nel punto di osservazione, quindi costituisce un limite stratigrafico il cui ordine gerarchico potrà essere definito in base alle proprietà spaziali dei sedimenti sottesi da esso. L'inviluppo di tali oggetti è estremamente significativo in quanto questi identificano una superficie fisica di discontinuità. L'ambiente deposizionale fluviale e fluvio-glaciale è estremamente ricco di tali oggetti e pertanto la singola osservazione degli stessi è insufficiente a definirne la correlabilità. A questo scopo, come accennato sopra, occorre infatti definire le associazioni dei sedimenti in sequenze, definite dall'analisi 1-D come unità genetiche a partire da quelle minime riconoscibili (unità genetiche-base nell'accezione attribuita loro nel

capitolo 5). Le basi discontinue, erosionali o meno, infatti costituiscono elemento molto più vincolante alla correlazione ed alla interpretazione se i sedimenti sottesi sono caratterizzati dalla medesima sequenza o da sequenze diverse ma omologhe (come descritto nel capitolo 5).

Altro forte elemento che permette di correlare dati di sottosuolo in ambiente bidimensionale è la presenza dei paleosuoli. Si tratta di entità sepolte, ben riconoscibili rispetto ai sedimenti incassanti, estese su superfici ampie ed associate ad aree di stabilità geomorfologica relativamente duratura nel tempo, quindi già concettualmente riconoscibili come associati a superfici di ordine gerarchico medio fino ad alto (per un'analisi moderna ed una bibliografia aggiornata sul significato dei suoli e paleosuoli negli ambienti alluvionali si vedano come riferimento *Cremschi, 1987 e Zembo et al., 2011*). Tali oggetti spesso non sono direttamente riconoscibili dai dati non originali (stratigrafie di pozzo e sondaggi geotecnici). Si è quindi dovuto provvedere ad un'analisi interpretativa delle descrizioni non originali (cioè non condotte dallo scrivente), considerando come paleosuolo qualunque oggetto che avrebbe potuto essere interpretato come tale per mezzo di tre caratteristiche considerate come diagnostiche: 1) intercalazioni metriche di limi e argille varicolori entro banchi decametrici di conglomerati, 2) strati metrici di argilla contenente ghiaia alterata spesso indicata come di colore rossastro, 3) sabbie medie di colore rosso, ocra e violaceo (termine da stratigrafia di sondaggio). Il vincolo della presenza di un paleosuolo e la sua natura sono sempre e comunque calibrati in almeno un punto di osservazione diretta (affioramento o sondaggio a carotaggio continuo).

Come tutti gli elementi indagati nel sottosuolo in questo lavoro, anche le tracce delle superfici ottenute da interpretazione e correlazione bidimensionale sono state generate e classificate secondo un criterio gerarchico (*Miall, 1986; 1996; Heinz & Aigner, 2003*). Le superfici di ordine minimo (5) correlano infatti le litofacies, quelle di ordine intermedio (4) identificano entità derivate dal raggruppamento delle litofacies costituenti sequenze omologhe (unità genetiche-base, Capitolo 5) in elementi architettonici (*Miall, 1986; 1996*), le superfici di ordine (3) delimitano le unità stratigrafiche costituite da almeno due gruppi di unità genetiche-base, o elementi deposizionali (*Miall, 1996; Bridge, 2004*), le superfici di ordine gerarchico (2) delimitano i gruppi di associazioni genetiche (sistemi deposizionali), le superfici di ordine gerarchico massimo (1) costituiscono le basi delle associazioni dei sistemi deposizionali in sequenze deposizionali (*Catuneanu, 2010* con relativi riferimenti all'intera bibliografia relativa alla stratigrafia sequenziale). Lo schema gerarchico descritto è presentato nella Tab. 6.1, dove sono confrontate le classificazioni stratigrafiche, genetiche ed idrostratigrafiche su base concettuale. Come è ovvio, lo schema è adottabile secondo diversi gradi di dettaglio ed accuratezza, in base alla disponibilità dei dati. Si noti che il telaio della gerarchia si ottiene al termine dell'analisi 2-D, viene validato al termine

dell'analisi 3-D (Capitolo 7) e restituisce solo al termine dell'intera procedura la categorizzazione gerarchica di massimo dettaglio disponibile al dato di partenza (1-D).

Ordine gerarchico	Entità 1-D	Entità 2-D	Superfici-limite	Entità allostratigrafica	Entità idrostratigrafica corrispondente
5	"Strato" (intervallo descrittivo di sottosuolo) o litofacies	"Strato" o litofacies	Limite di strato o limite di litofacies ordine 1	Facies sedimentaria	Litofacies e Gruppo di Litofacies
4	Unità genetica-base (sequenza verticale di almeno 3 "strati" o intervalli descrittivi)	Elemento architettonico (associazione di litofacies)	Limite di elemento architettonico ordine 2	Allomembro	idrofacies
3	Gruppo di unità genetiche base	Elemento deposizionale	Limite di elemento deposizionale, ordine 3	Allomembro	Sistema idrostratigrafico
2	Gruppo di gruppi di unità genetiche-base	Sistema deposizionale	Limite di sistema deposizionale, ordine 4	Alloformazione	Complesso idrostratigrafico
1	Associazione di gruppi di gruppi di unità genetiche-base	Sequenza deposizionale	Limite di sequenza	Allogruppo	Gruppo idrostratigrafico

Tabella 6.1. *Classificazione gerarchica concettuale dei sedimenti alluvionali, come derivante dall'analisi 2-D e relativa gerarchizzazione dei dati 1-D. Confronto concettuale tra classificazioni genetiche, allostratigrafiche ed idrostratigrafiche.*

Gestione GIS

Il database GIS organizzato per la realizzazione, archiviazione e gestione delle sezioni 2-D è il più complesso in quanto deve essere in grado di ereditare le qualità e i contenuti dei dati provenienti dal modello 1-D e contemporaneamente predisporre i dati per il modello 3-D. La gestione del geo-DB e l'interpretazione è, in qualche misura insolitamente, sviluppata per intero in ambiente GIS, con vantaggi non indifferenti.

La prima fase nello studio del modello di sottosuolo è stata quella di digitalizzare la traccia di 16 sezioni di correlazione stratigrafica (sezioni geologiche) riferite alla topografia. Queste sezioni

intersecano verticalmente lo spazio del dominio ed ognuna di esse definisce una superficie derivata dalla proiezione ortogonale per 200 m in profondità della traccia della sezione (Fig.6.2).

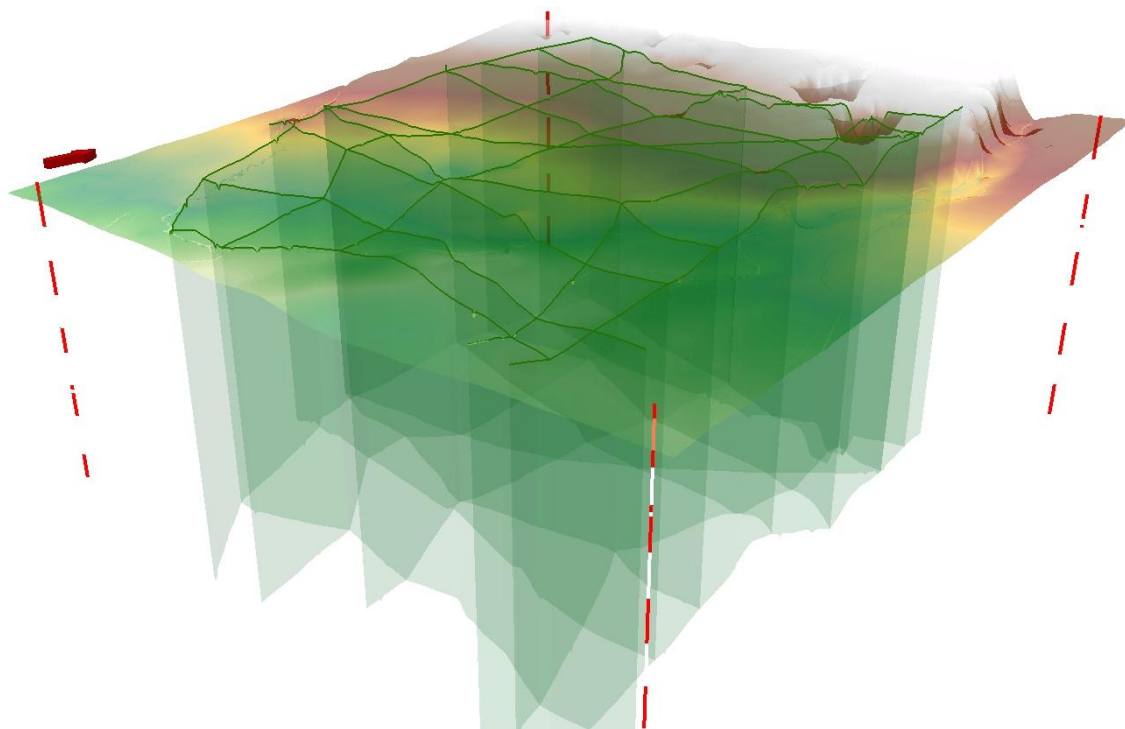


Figura 6.2. *Traccia delle sezioni geologiche di correlazione stratigrafica sul DTM dell'area di studio in 3-D e loro proiezione ortogonale nel dominio di indagine fino alla profondità di 200 m. Il Nord è a destra (come indicato dalla freccia rossa).*

Definito il telaio geometrico delle sezioni geologiche, i modelli monodimensionali verranno proiettati ortogonalmente sui piani (tramite un tool elaborato ad hoc). In questa fase tutte le caratteristiche dei modelli 1-D vengono ereditate e traslate nel modello 2-D. Sono stati considerati i dati dei modelli 1-D fino ad una distanza di 500 m dalla traccia della sezioni, su cui possono venire proiettati. Si è definita tale distanza come il massimo spazio all'interno del quale le variazioni laterali associate al discostamento lungo il piano della sezione siano considerate ininfluenti al fine dell'interpretazione bidimensionale.

Una volta ottenuti i dati desiderati sul piano della sezione, questi vengono visualizzati ed interpretati secondo le modalità descritte sopra. Le linee di correlazione stratigrafica vengono tracciate all'interno di una featureclass di polilinee. Ad ogni linea è stato associato un numero progressivo (da 1 a 5) che descrive l'ordine gerarchico di ogni elemento. Le linee con numero 1 sono quelle ad ordine gerarchico massimo mentre, di conseguenza il numero 5 indica gli oggetti a gerarchia minima (Tab. 6.1).

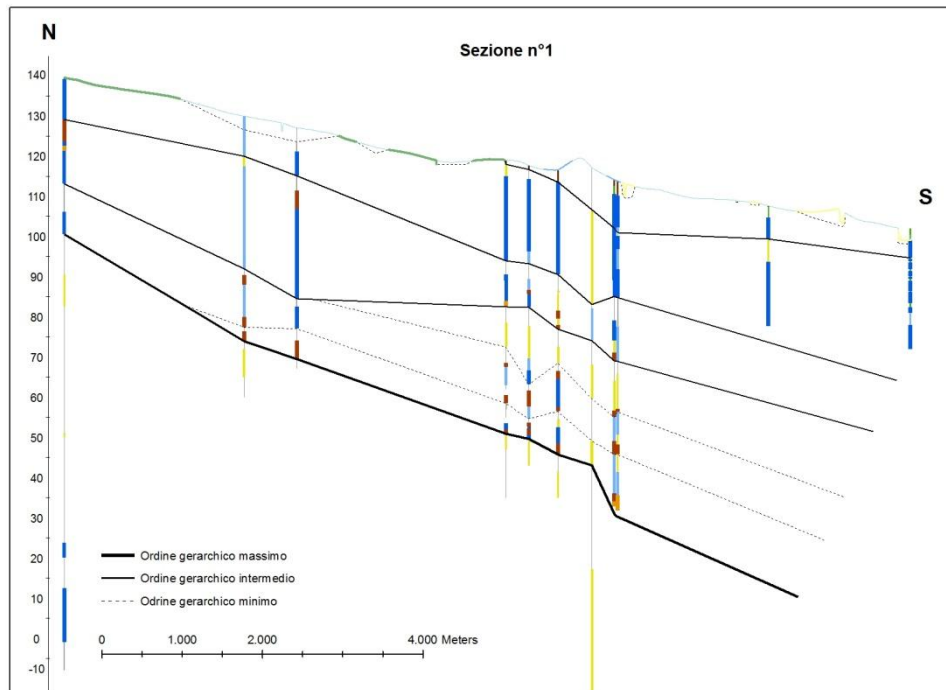


Figura 6.3. Sezione 1 con riportate le linee di correlazione rappresentate con simbologie diverse rispetto alla loro gerarchia. A sinistra la scala verticale (esagerazione rispetto alla scala orizzontale: 50x) e la scala orizzontale. La sezione riporta i log litologici descritti nel capitolo 5 e la legenda della simbologia delle linee di correlazione. Nel caso in oggetto gli ordini gerarchici coinvolti sono 1 (massimo), 2 (intermedio) e 3 (minimo).

Dopo aver tracciato e gerarchizzato le linee di correlazione si passa (tramite un tool realizzato ad hoc) a definire gli spazi all'interno dei quali gli oggetti 1-D ereditano le proprietà definite dalla correlazione. In questa fase lo spazio racchiuso a tetto e a letto da una linea di correlazione diventa fisicamente un poligono ed eredita la caratteristica che viene attribuita ponendo al suo interno un punto con attributo riferito alla tipologia di oggetto interpretato. Al termine di questa operazione l'intero piano della sezione è discretizzato in poligoni, ognuno avente una proprietà riferita alla correlazione stratigrafica con la relativa gerarchizzazione. I poligoni vengono a questo punto rappresentati con dei colori standard e lo spazio 2-D appare come una classica sezione geologica con i dati di sottosuolo proiettati, le linee di correlazione e le unità stratigrafiche interpretate a colorare lo sfondo di ogni spazio interpretato (Fig.6.4).

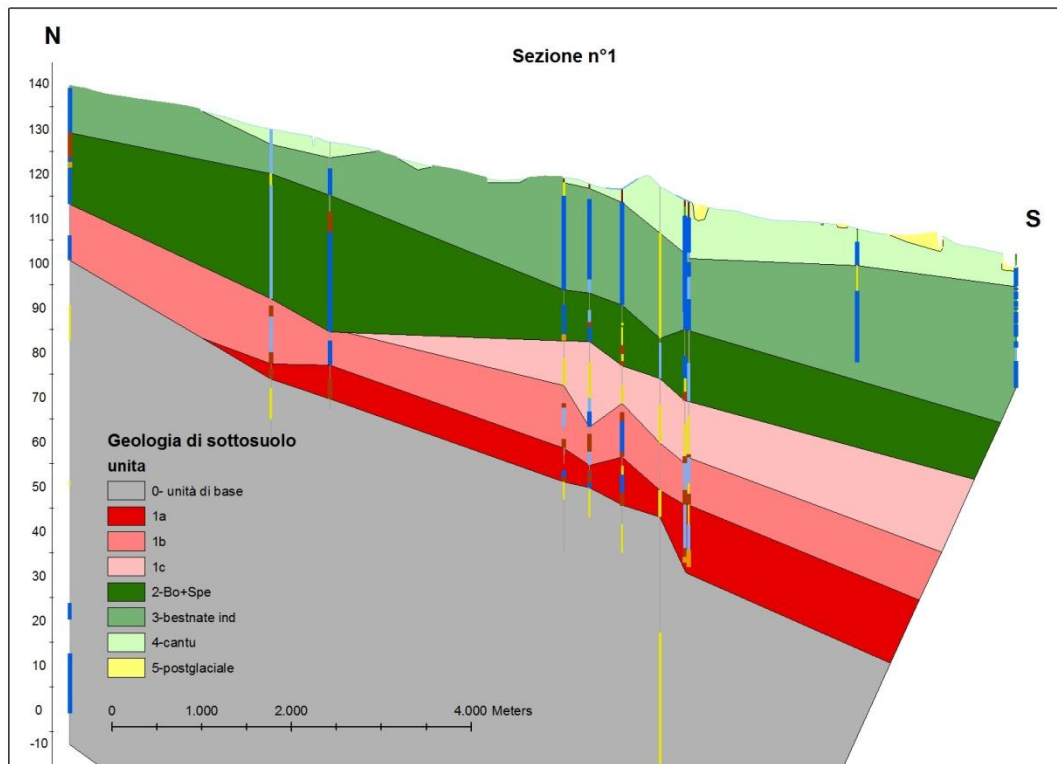


Figura 6.4. Sezione 1. Rappresentazione poligonale delle unità stratigrafiche. I Log litologici visualizzati ereditano le proprietà stratigrafiche del poligono che intersecano (natura e gerarchia dei limiti, natura e gerarchia delle unità stratigrafiche, loro classificazione armonizzata con la bibliografia regionale; nel caso specifico di questa sezione la legenda prevede 0: unità marina basale; 1 a, b, c: unità attribuita all'Allogruppo di Vimercate; 2: Allogruppo di Bozzente + Alloformazione della Specola; 3: Allogruppo di Besnate indifferenziato, 4: Alloformazione di Cantù, 5: Unità postglaciale).

Il passaggio successivo, reso automatico da un tool realizzato ad hoc, è quello di generare il log stratigrafico associato al log litologico in ogni dato di sottosuolo. Si è proceduto consentendo che ogni singolo livello litologico ereditasse, secondo un approccio spaziale, le caratteristiche del poligono all'interno del quale fosse ricaduto a seguito dell'interpretazione. Il tool interviene unendo tutti i livelli litologici della stessa unità (merge, in tal modo si genera una nuova featureclass senza perdere i dati litologici), mantenendo il top a quota superiore al bottom, ed andando a definire quindi un livello unico con caratteristiche stratigrafiche proprie. Eseguendo questa operazione su ogni sezione si è implementata una sezione del geo-DB (cioè un database stratigrafico) pronta per essere migrata verso l'ambiente di modellazione tridimensionale.

Risultati ottenuti

Si sono elaborate e descritte 16 sezioni verticali (sezioni di correlazione stratigrafica o sezioni geologiche). Le linee di correlazione, distribuite in 5 classi gerarchiche, hanno definito: 1) 2 sistemi Sinf e Ssup di ordine gerarchico massimo detti inferiore e superiore a seconda della posizione geometrica reciproca (sequenze deposizionali o allogruppi), 2) 2 unità stratigrafiche di ordine gerarchico intermedio (UG0 e UG1) riferite al sistema inferiore Sinf e 6 unità stratigrafiche di ordine gerarchico intermedio (UG2-3-4, UG5, UG6, UG7) riferite al sistema superiore Ssup (sistemi deposizionali o alloformazioni), 3) all'interno dell'unità stratigrafica UG1 del sistema inferiore sono state definite 3 sotto-unità UG1a,b,c di ordine gerarchico 3 (elementi deposizionali o allomembri). Sono state definite inoltre 2 unità geologiche superficiali dette UGpg (unità postglaciale) e UGpgA (unità postglaciale dell'Adda) con rango di allomembri. Tali strutture sono riferite ai riempimenti del reticolo minore e maggiore. L'interpretazione, armonizzata con la bibliografia a seguito della ricostruzione 3-D e delle necessarie verifiche (Cap.7) è rimandata al Capitolo 8 dove si provvederà inoltre ad associare le UG locali con quelle note in letteratura.

6.3. Geometria delle strutture bidimensionali

Definizione

Ogni oggetto bidimensionale interpretato deve possedere una geometria riconducibile ad un struttura deposizionale nota. Infatti, una volta interpretato l'ambiente deposizionale, dall'analisi dell'associazione delle litofacies in ambiente monodimensionale (Cap.5), si predispongono una serie di entità deposizionali compatibili e che devono essere ricercate e ubicate all'interno del telaio bidimensionale delle litofacies già predisposto. Le entità deposizionali minime riconoscibili ed utilizzabili in 2-D si riferiscono alle associazioni laterali di gruppi di litofacies o unità genetiche-base (ordine 4, Tab.6.1) che a loro volta si vanno ad aggregare in strutture a gerarchia sempre maggiore.

Criteri dell'analisi e risultati

L'analisi in oggetto ha lo scopo di definire le regole geometriche associate ai concetti geologici, stratigrafici e sedimentologici. Definire uno stile geometrico a priori può dare l'impressione di eseguire una forzatura della correlazione degli oggetti geologici interpretati. In realtà la possibilità di creare infiniti modelli sovrapponibili, seguendo criteri di correlazione e di forma diversi,

permette di sviluppare una criticità più consapevole in merito agli oggetti ottenuti, nello specifico in relazione alla loro forma. Pertanto i criteri utilizzati per definire la forma delle entità stratigrafiche in 2-D sono stati di tre tipi differenti, a seconda della posizione occupata da ogni oggetto nell'ambito della stratigrafia del volume indagato, con riferimento alle tre porzioni individuate con l'analisi monodimensionale (Cap.5) ed alle entità stratigrafiche di ordine massimo introdotte nel paragrafo precedente. Nella parte inferiore dell'unità inferiore (Sinf, UG0) caratterizzata in precedenza come zona inferiore a grandi banchi decametrici intervallata da strati plurimetrici, con coefficiente di regressione efficace tra spessore degli "strati" e litologia argillosa, si è mantenuto uno stile di correlazione preferenzialmente per geometrie piano-parallele. I corpi infatti risultano essere molto continui lateralmente definendo strutture circa tabulari. Nella parte superiore dell'unità inferiore (Sinf, UG1), caratterizzata in precedenza come zona intermedia a strati metrici con assenza di correlazione tra spessore-strato e litologia ad indicare una varianza estremamente elevata, si sono osservate delle geometrie piano-concave, o concavo-convesse ("canalizzate"); infatti le sotto-unità (allomembri) UG1a, UG1b, UG1c vanno ad intersecarsi ripetutamente ponendosi in contatto reciproco. Le restanti UG appartenenti all'unità superiore (Ssup; UG2-UG7), precedentemente caratterizzate come zona superiore con grandi banchi decametrici intervallati da strati metrici e sub-metrici con fortissima correlazione tra spessore e litologia ghiaiosa con rari dati estremi a litologia argillosa, hanno una marcata natura erosionale. Occorre comunque ricordare che, nell'area di studio, spesso si sono interpretati fenomeni di erosione e progradazione piuttosto rapidi, per cui ogni unità è in grado di generare una superficie di contatto relativamente planare su cui impostare la progradazione associata con o senza erosione percepibile alla scala cui si opera. Infine, lo stile delle unità geologiche di superficie (UGpg) è osservato e rappresentato nella carta geologica, ed in generale è quello di riempimento passivo di strutture erosionali depresse (valli fluviali meandriiformi e piccole incisioni vallive sul Livello Fondamentale della Pianura terrazzato, capitoli 3 e 4).

7. Analisi 3-D

Le procedure ed i risultati descritti nei capitoli precedenti hanno portato ad ottenere un geo-DB in ambiente GIS 1-D e 2-D estremamente accurato nella definizione delle caratteristiche litologiche, stratigrafiche ed idrostratigrafiche degli oggetti in esso contenuto. Il passaggio al 3-D avviene sia concettualmente sia operativamente in quanto si abbandona la piattaforma GIS e si approda nel mondo della modellistica 3-D. Nello specifico la migrazione è avvenuta verso il software Geomodeller© della Intrepid Geophysics sviluppato in forte collaborazione con BRGM (Calcagno *et al.*, 2008). Geomodeller si basa su un algoritmo di interpolazione innovativo legato allo studio del campo potenziale $T(x)$ ottenuto dai gradienti definiti dal vettore dell'orientazione delle superfici geologiche. In questo modo, in ogni punto dello spazio, è possibile definire un valore del campo che caratterizza l'intero dominio di lavoro con un parametro di orientazione geometrica (Chilés *et al.* 2004).

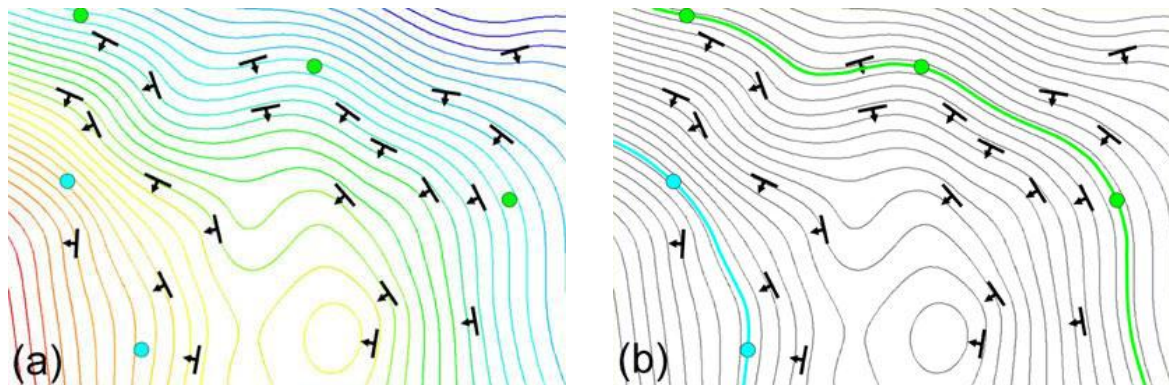


Figura 7.1. Campo potenziale generato dalle giaciture delle superfici geologiche con simbologia nera (a) e definizione dell'unità contenuta tra i limiti (linee verdi ed azzurre in b).

Tale parametro viene interpretato come l'orientazione spazialmente variabile di una superficie geologica (giacitura). Essendo il potenziale un campo continuo nello spazio, dopo avere fissato e determinato un significato geologico ad almeno due delle infinite superfici isopotenziali possibili, si possono ottenere dei volumi estremamente complessi (Corrioux *et al.*, 2004; Calcagno *et al.*, 2008). Le superfici isopotenziali di *top* e *bottom* delle entità stratigrafiche gerarchizzate si riferiscono ad una funzione che varia in tutto lo spazio ed in quanto tali si possono definire come “*implicit surface*” ($f(x,y,z)$) (Blinn, 1988; Bloomenthal, 1988; Bourke, 1997; Turk & O'Brien, 2002). Questo permette 1) un calcolo molto rapido per la definizione geometrica delle superfici stesse e 2) l'associazione di diversi valori di z ad una data coppia di coordinate (x, y) e viceversa di infiniti

valori di x e y ad un dato valore di z (profondità). Le superfici complesse, ricorrenti e molto comuni nel campo dell'architettura stratigrafica dei sistemi alluvionali (es: sotto-escavazioni, cunei, interdigitazioni...), possono essere interpolate senza timore che esse si ripetano alternandosi sulla verticale.

I dati che vengono migrati ereditano dal geo-DB 2-D le seguenti caratteristiche: 1) attributi litotessiturali (litofacies, idrofacies, e loro raggruppamenti., Capitolo 5), 2) gli attributi stratigrafici (unità stratigrafica dell'ambiente 2-D; capitolo 6), 3) ubicazione del dato in superficie, 4) profondità raggiunta. In questo modo gli oggetti riportati nel database 3-D sono pronti per essere interpolati a formare le geometrie dei corpi geologici gerarchizzati nell'intero volume del dominio in studio. La migrazione del geo-DB avviene tramite l'export di 3 tabelle ASCII formattate ad hoc per la lettura diretta dal *wizard* di *input* di Geomodeller©. La formattazione e l'estrazione dei dati vengono gestite in modo automatico tramite dei *tool* realizzati appositamente in ambiente GIS. Questo ha permesso di estrarre, per mezzo di una *query* spaziale nel geo-DB, anche dati relativi alle singole aree oppure alle singole unità stratigrafiche in cui si voglia tentare, ad esempio, un'operazione di *downscaling* o l'applicazione di tecniche di interpolazione più raffinate a dettaglio maggiore.

L'interpolazione nel campo 3-D si distingue in due fasi ben definite: 1) interpolazione delle superfici stratigrafiche di rango diverso, partendo dalle maggiori fino alle minori (Capitolo 6; Tab. 6.1). In questo modo viene ottenuta la geometria esterna tridimensionale delle unità stratigrafiche gerarchizzate. L'operazione è possibile fino all'accuratezza di cui si può disporre alla scala dell'intero dominio di studio in 3-D, quindi nel caso di studio fino all'ordine gerarchico 3, corrispondente all'elemento deposizionale, o allomembro o sistema idrostratigrafico (Tab. 6.1). Per operare con maggiore accuratezza occorre eseguire un *downscaling* relativo a porzioni selezionate del dominio, anche con il supporto di dati esterni aggiuntivi, quali le immagini geofisiche del sottosuolo, oppure con riferimento a settori di elevata densità dei dati 1-D disponibili; 2) correlazione per pixel delle litofacies e/o idrofacies che costituiscono l'architettura interna delle unità stratigrafiche precedentemente interpolate.

7.1. Interpolazione delle superfici stratigrafiche in 3D

Come definito sopra una superficie stratigrafica viene interpretata come una superficie in cui il campo potenziale $T(x)$ assume lo stesso valore (superficie isopotenziale). Il campo potenziale è generato ed influenzato a partire da due parametri estremamente assimilabili all'approccio geologico nella definizione delle superfici-limite delle formazioni: 1) individuazione ed ubicazione del passaggio della superficie-limite in pianta ed in sezione, 2) giacitura delle superfici interne alle entità di ordine maggiore (ad esempio giaciture di piani di strato intraformazionali, lamine, gruppi di lamine, gruppi di strati o unità di ordine gerarchico inferiore).

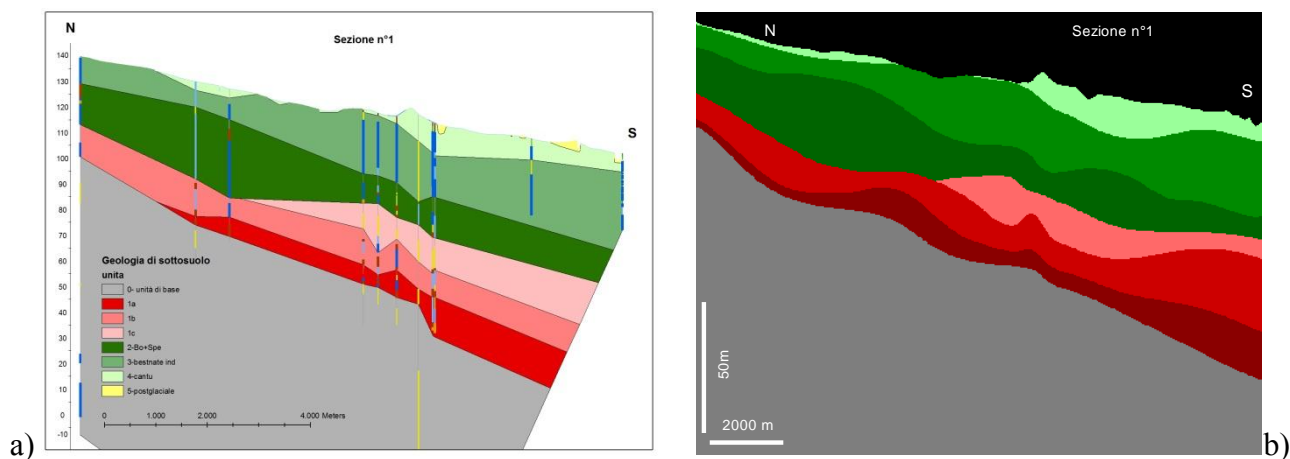


Figura 7.2 Visualizzazione di una sezione estratta dal geo-DB 2-D (a) e relativa visualizzazione in Geomodeller© (b). Si noti come le linee di correlazione nella sezione 2D (non influenzate della geometrie 3D) rimangono rettilinee mentre nella stessa sezione estratta dal dominio 3D si presentano più ondulate ricalcando comunque la stessa struttura proposta nel 2D.

Le relazioni reciproche fra superfici, previste per l'applicazione del modello al caso in studio, possono essere di due tipi: 1) *onlap*, quando la superficie interessata si deve interrompere ogni volta che ne incontra un'altra meno inclinata. In questo caso la superficie che si interrompe ha ordine gerarchico pari o minore rispetto a quella su cui si appoggia; 2) *erode*, quando, viceversa, la superficie deve proseguire quando ne incontra un'altra, intersecandola. In questo secondo caso la superficie troncante ha ordine gerarchico pari o maggiore rispetto a quella troncata. Si sono definite erosionali le basi delle unità fluviali e fluvio-glaciali UG2-3-4 e UG5 mentre sono state definite come non erosionali ma in appoggio le basi delle unità UG1a-b-c e UG7, UG8 con più marcato stile deposizionale di riempimento di forme preesistenti rispetto ad una dinamica di erosione e sedimentazione.

Una delle caratteristiche di importanza notevole di Geomodeller© è che la "non presenza" di un dato influisce sulla geometria dell'interpolazione. In un'interpolazione tradizionale, se un dato di sottosuolo non intercetta la base di una unità stratigrafica, il dato si perde perché non misurabile. Geomodeller© e la tecnica del campo potenziale permettono di modificare le geometrie impedendo che all'interno di un'entità stratigrafica possa essere contenuta la propria base (Fig.7.3).

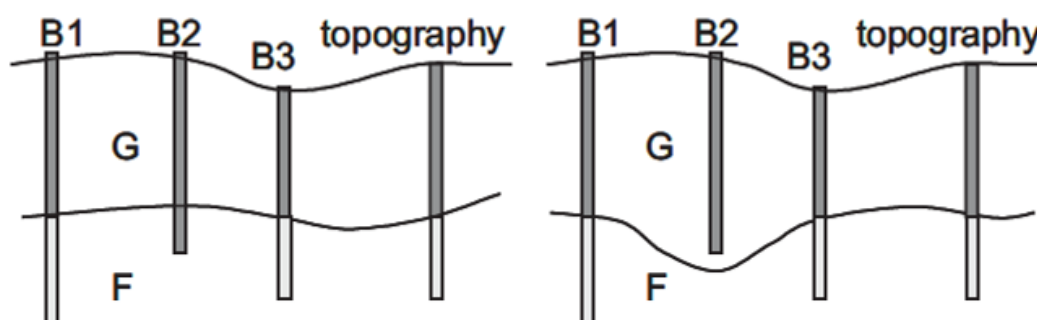


Figura 7.3. Nella figura si osserva la diversità di forma della superficie che delimita le unità G ed F. Il dato di sottosuolo B2 non intercetta il limite litologico (grigio e bianco). Nell'interpolazione di sinistra (tradizionale) la superficie non risente del "non dato" mentre in quella di destra (interpolazione con campo potenziale) deflette andando a rispettare l'assenza del limite (Chilles et Al. 2004).

Sono stati inseriti 94 dati di sottosuolo normalizzati (pozzi, sondaggi, prove CPT ed SPT) con una densità media di 1 dato ogni km². Le unità stratigrafiche importate sono le medesime derivate dall'analisi 2-D ad eccezione delle unità di superficie post-glaciali (UGpg, UGpga). Le unità post-glaciali non hanno infatti un andamento marcato dai dati di sottosuolo ma solamente dai rilievi di superficie. Non potendo vincolare nel sottosuolo l'andamento di tali unità si è preferito escluderle dal modello, se non per quanto riguarda le relative basi erosionali.

7.2. Risultati

Di seguito sono descritte le proprietà geometriche e di relazione reciproca di tutte le unità stratigrafiche di secondo ordine (Tab. 6.1) interpolate. Per semplicità di lettura esse vengono preliminarmente indicate secondo la classificazione informale adottata nel corso dell'analisi 2-D (Cap.6).

UG0 (Fig. 7.4)

Superficie di letto: non raggiunta dal dominio di indagine

Superficie di tetto: $z_{\min.}$: -100m s.l.m. $z_{\max.}$: 12m s.l.m. Geometria planare con inclinazione regionale di 1% verso NNW-SSE. Sono presenti due strutture concave, assimilabili a valli incise (sensu *Vail et al., 1977; Catuneanu, 2010*) al centro dell'area di studio con orientazione preferenziale N-S (Fig. 7.4).

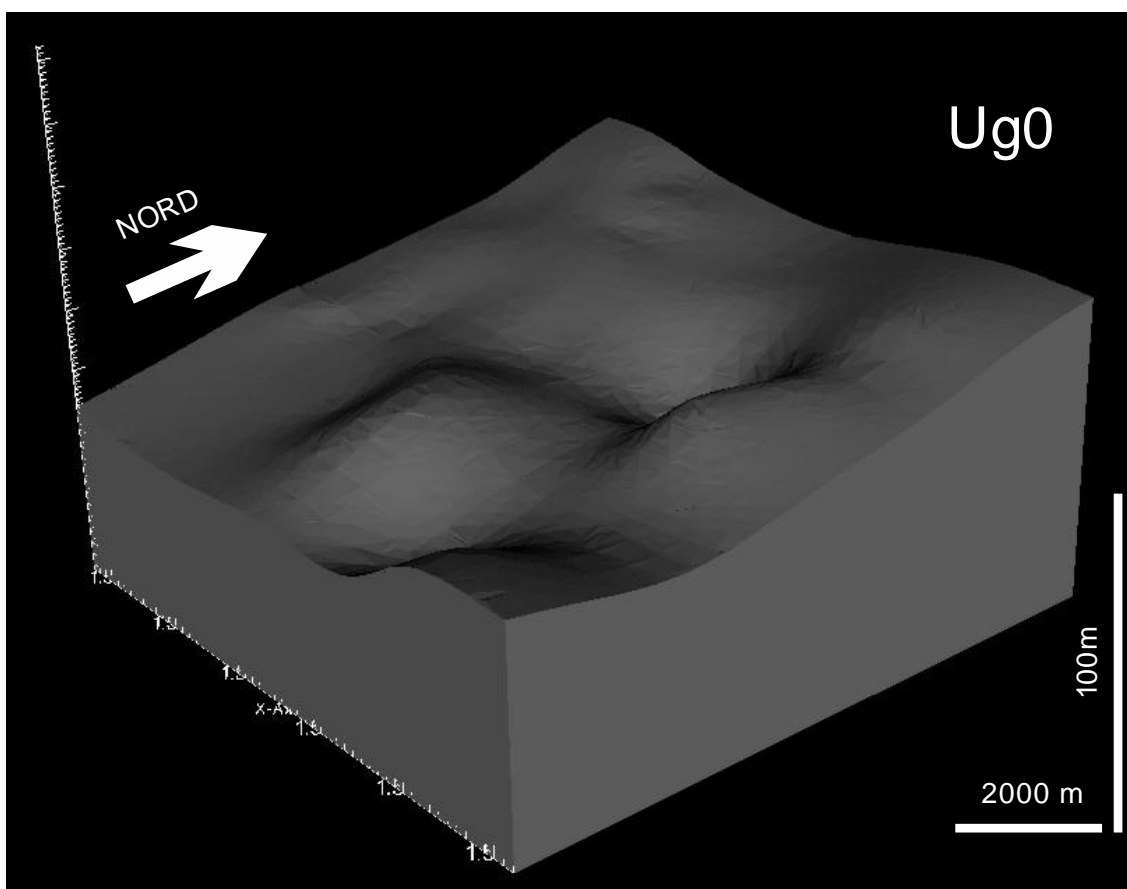


Figura 7.4. Visualizzazione 3-D del tetto interpolato dell'UG0 (colore: grigio). Si noti l'esagerazione verticale.

Spessore: minimo 88m, massimo 112m. Lo spessore risulta ininfluente per una analisi delle isopache in quanto non si è individuata la base di questa unità stratigrafica.

Relazione con UG superiore: le unità sovrastanti (UG1a-b-c) si appoggiano con relazione di *onlap* sulla superficie di tetto. Le strutture concave (valli incise) precedentemente erose vengono colmate dai sedimenti associati all'UG1a.

UG1 (involuppo delle sotto-unità a-b-c; Fig. 7.5)

Superficie di letto: $z_{\min.}$: -12m s.l.m., $z_{\max.}$: 12m s.l.m. Si tratta di una superficie di natura erosionale con due depressioni al centro della area di studio (Fig. 7.5 ove è rappresentata anche la geometria delle basi delle sotto-unità UG1b ed UG1c).

Superficie di tetto: $z_{\min.}$: 18m s.l.m., $z_{\max.}$: 42m s.l.m. Si tratta di una superficie sub-planare di natura erosionale con un trend regionale di pendenze di circa 0.5% in direzione NNW-SSE.

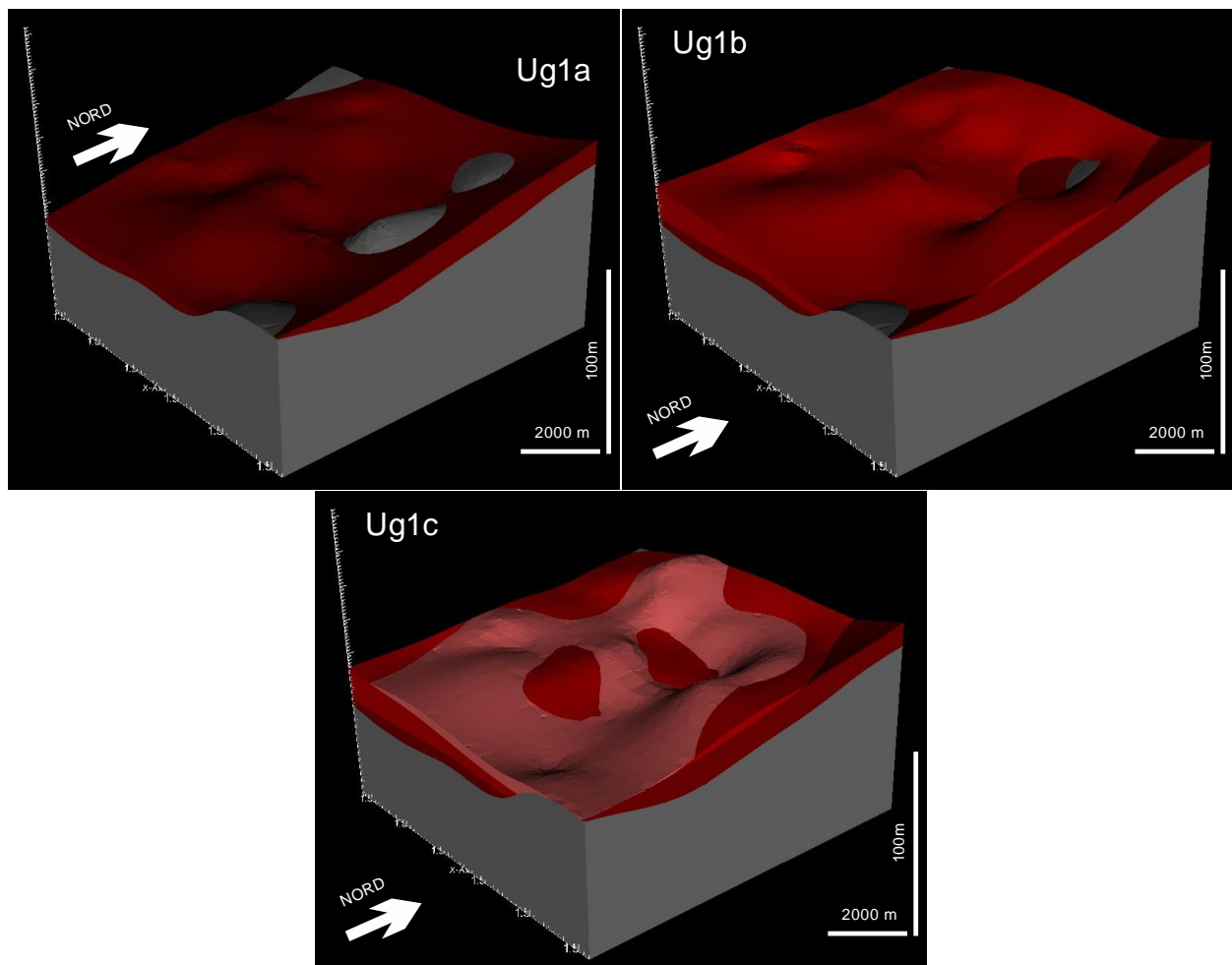


Figura 7.5. Visualizzazione 3-D delle superfici-limite e delle geometrie delle sotto-unità UG1a, UG1be UG1c (colore: toni di rosso e rosa).

Spessore: minimo 15m, massimo 54m. Lo spessore di tali unità è estremamente variabile in quanto esse sono l'espressione del riempimento delle strutture di valli incise, ritagliate reciprocamente una dentro l'altra in 3 chiare fasi erosionali e deposizionali differenti. Pertanto nelle zone depocentrali (indicate nei report grafici del paragrafo 7.3) si sono sviluppate le successioni più complete e potenti.

Relazioni con UG superiore: le unità geologiche superiori sono di natura fluvioglaciale e si presentano in relazione erosionale regionale su UG1. Le strutture dell'unità UG1c, l'unità che si presenta più frequentemente a contatto con le UG superiori, vengono chiaramente intersecate ed erose.

UG2-3-4 (Fig. 7.6)

Queste UG, differenziabili in affioramento, non sono state suddivise nel sottosuolo per i limiti di accuratezza dei dati di sottosuolo precedentemente discussi; esse vengono quindi considerate come un corpo unico amalgamato.

Superficie di letto: z_{\min} : 18m s.l.m. z_{\max} : 42m s.l.m. Si tratta di una superficie curva, di natura erosionale con un trend regionale di pendenze di circa 0.5% in direzione NNW-SSE (Fig. 7.6).

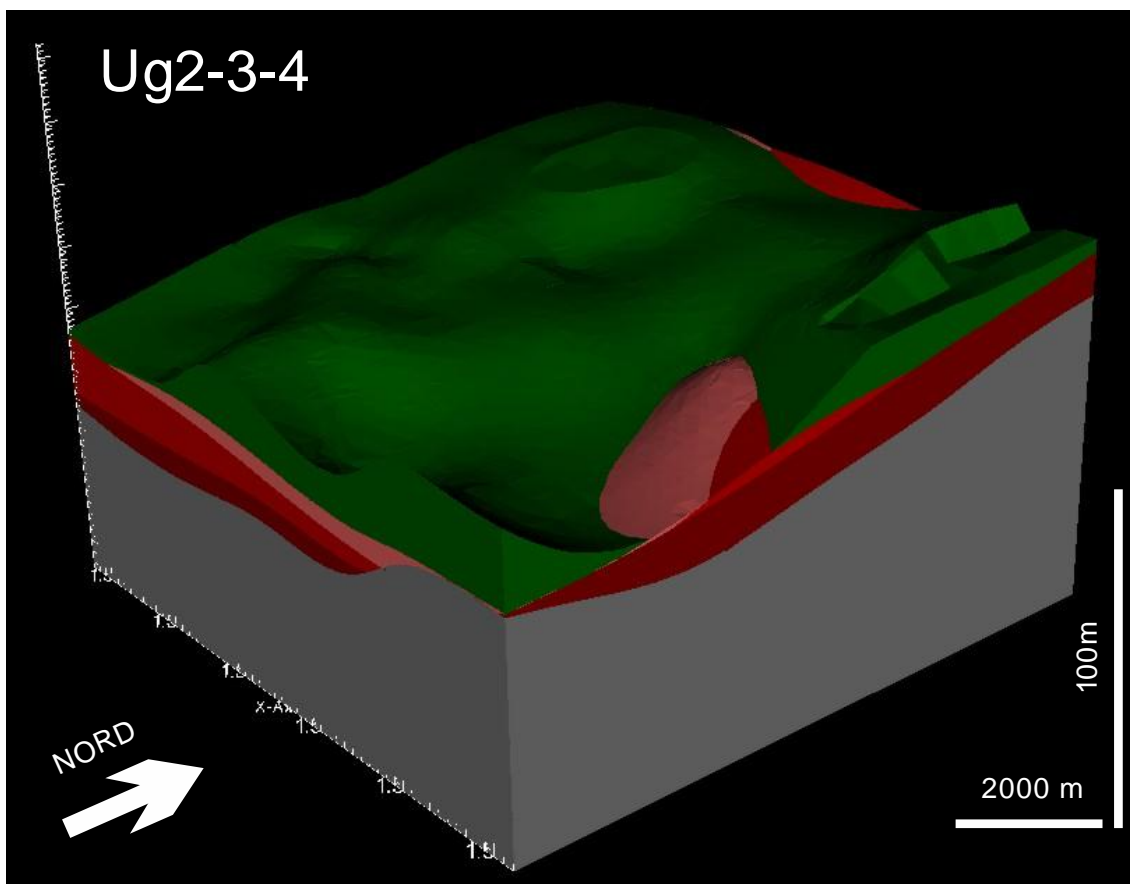


Figura 7.6. Visualizzazione 3-D dei limiti e della geometria esterna dell'insieme delle UG2-3-4

(colore: verde scuro).

Superficie di tetto: z_{\min} : 67m s.l.m. z_{\max} : 88m s.l.m. Si tratta di una superficie debolmente curva, di natura erosionale leggermente meno inclinata della superficie di letto, e presenta anch'essa un trend regionale di pendenze di circa 0.35% in direzione NNW-SSE.

Spessore: minimo complessivo 25 m massimo 70 m. Lo spessore di tali unità diminuisce da N a S andando a definire le geometrie di un cuneo progradante.

Relazioni con UG superiore: L'unità sovrastante, analoga per stile deposizionale alle presenti, si pone in rapporto erosionale terrazzato, andando ad obliterare le strutture a tetto delle UG2-3-4.

UG5 (Fig. 7.7)

Superficie di letto: z_{\min} : 67m s.l.m. z_{\max} : 88m s.l.m. Si tratta di una superficie curva di natura erosionale con un trend regionale di pendenze di circa 0.35% in direzione NNW-SSE.

Superficie di tetto: z_{\min} : 126 m s.l.m. z_{\max} : superficie di letto di UG6 e di UG7 non modellizzata ma presente nella cartografia geologica rilevata appositamente) e superficie topografica.

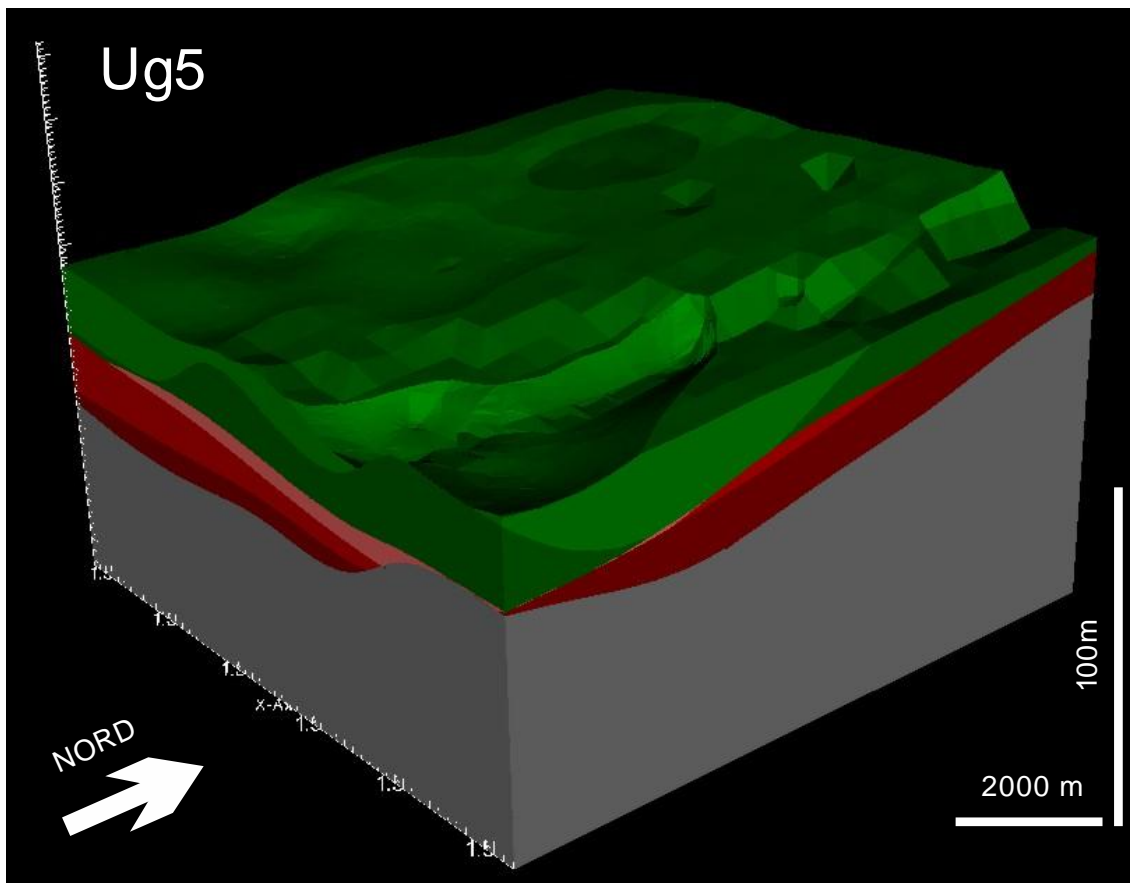


Figura 7.7. Visualizzazione 3-D della geometria esterna di UG5 (colore: verde chiaro).

Spessore: minimo 45 m massimo 75 m. Lo spessore di tale unità aumenta da N a S andando a definire la geometria di un cuneo sedimentario che si apre verso sud.

Relazioni con UG superiore: L'unità sovrastante sigilla la presente andando a colmare depressioni ed incisioni fluviali terrazzate.

UG6 (Fig.7.8)

Superficie di letto: z_{\min} : 98m s.l.m. z_{\max} : si tratta di una superficie concavo-piana, di natura erosionale fortemente discontinua, con appoggio su UG5. Nella zona meridionale dell'area di studio essa si presenta con più continuità andando a definire la base di un corpo esteso ad un'ampia porzione sud-occidentale del dominio di studio.

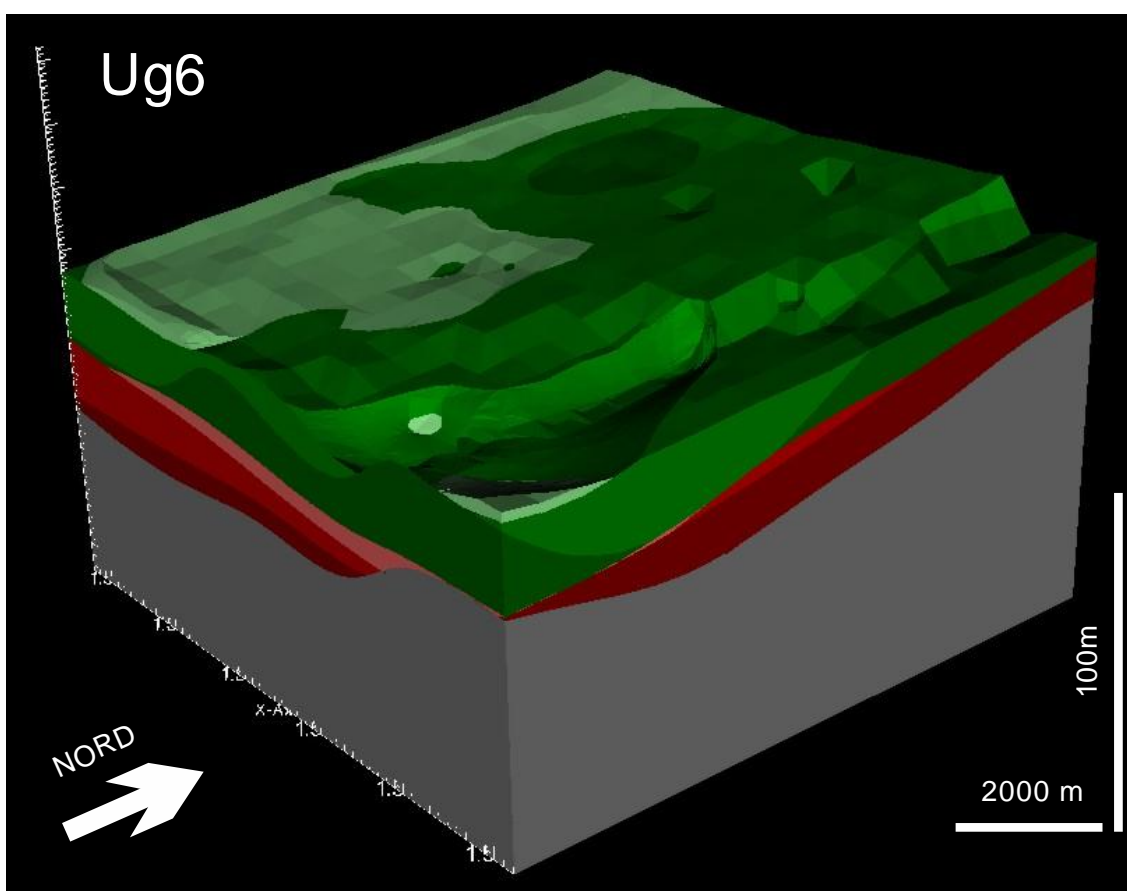


Figura 7.8. Visualizzazione 3-D dell'UG6.

Superficie di tetto: superficie topografica e base di UG7, non modellizzata ma presente nella cartografia geologica rilevata ai fini dello studio.

Spessore: minimo 0 m massimo 25 m. Lo spessore di tali unità aumenta da N a S andando a definire le geometrie di una serie di lenti cuneiformi che si aprono verso sud.

Relazioni con UG superiore: localmente erosiva.

7.3. Correlazione delle proprietà lito-tessiturali in 3-D: distribuzione delle litofacies e delle idrofacies nell'architettura gerarchica tridimensionale

Dopo aver definito le caratteristiche geometriche delle unità stratigrafiche si è passati a correlare al loro interno le caratteristiche lito-tessiturali. Tenendo conto del grado di accuratezza e dettaglio appropriati alla scala regionale della ricostruzione 3-D, la propagazione delle eterogeneità delle proprietà tessiturali è stata eseguita basandosi sul raggruppamento di idrofacies corrispondente all'ordine 3 (Capitolo 6, Tab.6.1), cioè andando a descrivere la propagazione delle eterogeneità riferite all'ordine gerarchico dei sistemi idrostratigrafici. Ovviamente a scala locale l'operazione si può eseguire con accuratezza maggiore, ad esempio all'ordine gerarchico delle idrofacies, poiché l'informazione 1-D relativa a questa accuratezza è ereditata nel geo-DB dalle entità 2-D. E' questo uno dei punti di grande vantaggio della procedura realizzata, che rende realmente multi-scala e multi-dimensionale il tipo di modellazione eseguibile.

Il primo passaggio è stato individuare un metodo per immagazzinare tutti i dati dei log lito-tessiturali ed idrostratigrafici nel database in 3-D interno a Geomodeller©. Grazie all'organizzazione del geo-DB 2-D si sono esportate 3 tabelle contenenti, oltre ai dati di ubicazione e dimensione dei dati di sottosuolo, il report litologico suddiviso in livelli e contenente il campo chiave. Proprio tramite questo campo è stato possibile associare al log stratigrafico già importato anche l'attributo litologico ed idrostratigrafico (Fig.7.9).

La tecnica utilizzata per la propagazione delle eterogeneità sfrutta la presenza del campo potenziale interno ai volumi delle formazioni geologiche per governare la forma dei dati ottenuti. L'interpolazione delle superfici stratigrafiche interne alle unità di ordine 2 e/o 3 fin qui ricostruite, cioè le superfici di ordine gerarchico minore, pari a 3 o 4 a seconda dei casi, infatti, viene eseguita secondo il metodo del *kriging* e diventa tridimensionale. Il variogramma sperimentale del campo di variabilità di *z* viene studiato nel volume di ogni singola unità geologica e l'interpolatore si muoverà nel distribuire i valori relativi ai codici delle idrofacies lungo le geometrie descritte dal campo potenziale delle superfici interne di ordine minore. La scelta dell'interpolazione di un dato non continuo rispetto ad una simulazione stocastica può sembrare apparentemente una contraddizione. Tuttavia i vantaggi di questa tecnica deterministica nel definire la forma delle eterogeneità hanno concentrato l'attenzione di questa ricerca. Il vantaggio più significativo è quello di poter introdurre un controllo della deformazione dell'interpolazione (Fig. 7.10) legato ad un singolo elemento

geologico descrittivo (dato *soft*). In questo modo è realmente possibile introdurre il giusto grado di soggettività nella ricostruzione, tenendone traccia e generando velocemente molte alternative tra le quali operare le scelte necessarie. Esistono in commercio altri software geostatistici in grado di deformare il campo della simulazione o della interpolazione (GoCad®, Heresim®, Petrel®...) ed esistono altri criteri geostatistici in grado di emulare le forme naturali delle eterogeneità (Deformazione delle celle, Campi di studio del variogramma). Tuttavia il metodo del campo potenziale è apparso estremamente più malleabile e particolarmente adatto nella definizione di eterogeneità con rapporti geometrici fortemente erosivi e limiti fortemente convoluti.

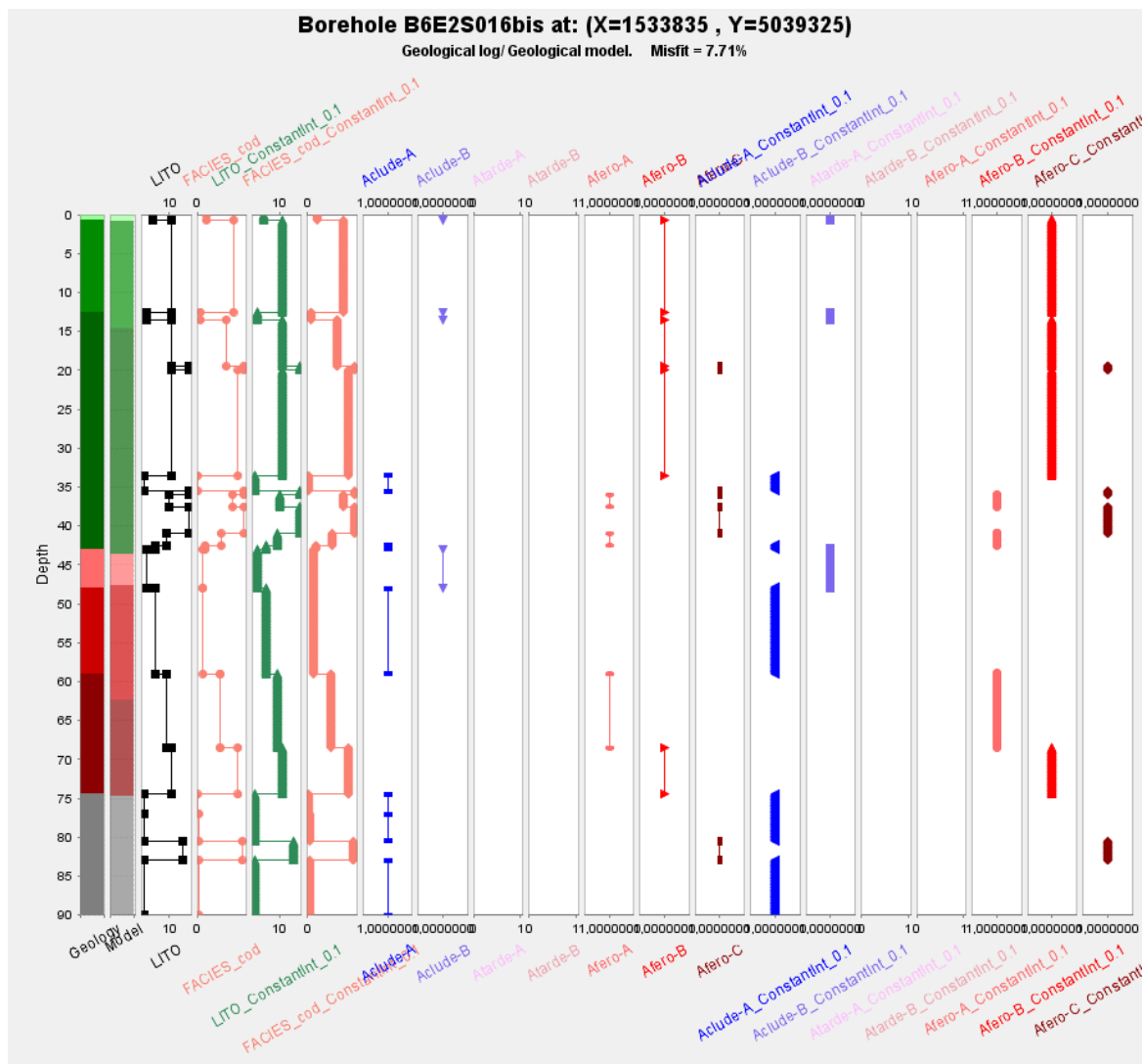


Figura 7.9. Report del dato di sottosuolo di Geomodeller©. Si noti a sinistra il dato reale inserito con a fianco il dato interpolato. Le 3 colonne successive riportano i dati riferiti alle Litofacies, ai gruppi di Litofacies ed alle Idrofacies (come in Tab.5.1) Nelle altre colonne il dato è stato “splittato” e reso disponibile sotto forma di indicatrici (presenza ed assenza) per essere migrato

verso altri software geostatistici ed utilizzare tecniche di simulazione differenti (es. Isatis e SgeMS).

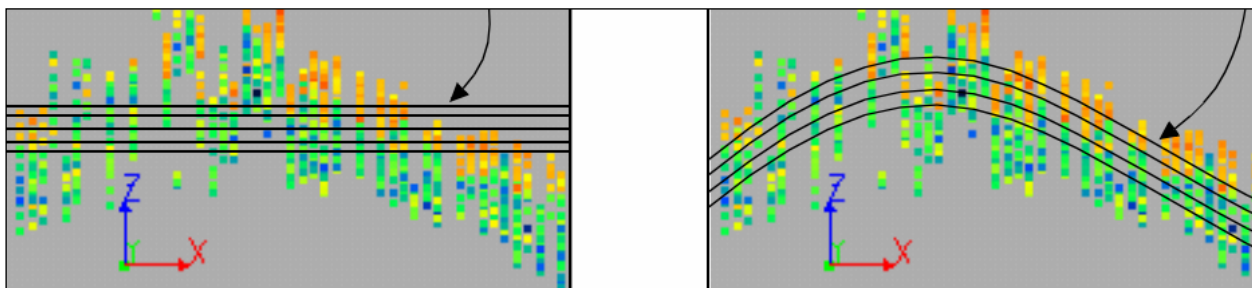


Figura 7.10. Deformazione delle traiettorie di osservazione e di calcolo del variogramma su superfici planari e su superfici curve (come quelle del campo potenziale; Cheng, 2002 modificato).

Lo studio del variogramma è il primo passaggio per la definizione della variabilità delle superfici. Definiti *range* e *sill* come parametri del *kriging* si è ottenuto un limite alla distanza di influenza dei dati. Nel caso specifico si sono studiati 3 variogrammi tridimensionali su tutto lo spessore per ogni unità. I variogrammi sono stati calcolati con *lag* di 150m, 500m e 2000m di distanza massima, per studiare il comportamento dei dati “vicini”, dei dati “mediamente lontani” e dei dati “lontani” dai punti di controllo. Come si potrà notare nei report mostrati in Fig.7.11 i variogrammi sperimentali studiati mostrano una buona correlabilità alla distanza di 500m.

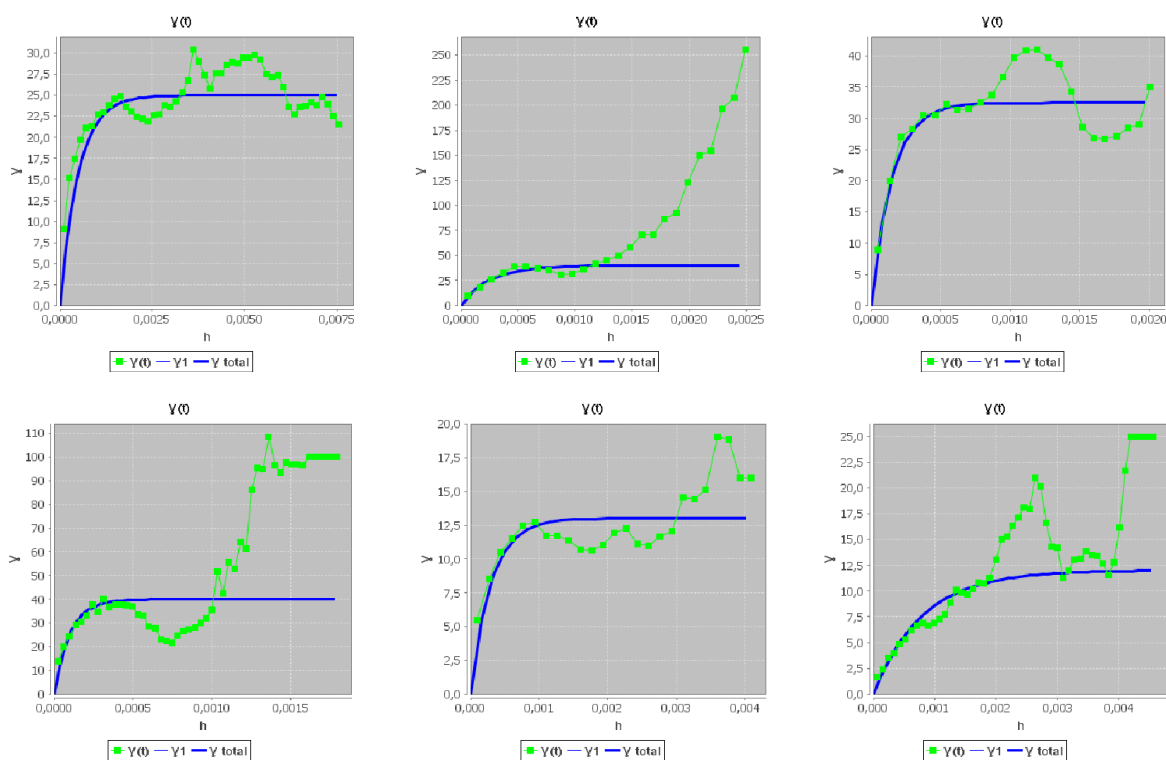


Figura 7.11. Variogramma sperimentale (in verde) di ogni singola unità geologica con sovrainposto variogramma teorico (in blue) . Dall'alto a sinistra sono messi in ordine stratigrafico i variogrammi 3-D delle unità: UG0, UG1a, UG1b, UG1c, UG2-3-4, UG5. Sono escluse l'UG6 l'UG7 in quanti i dati di sottosuolo intercettanti tale unità sono troppo pochi (rispettivamente 11 e 9) quindi privi di significato statistico.

7.4. Risultati

Si analizzano di seguito i rapporti geometrici tra interpolazione delle superfici e dei volumi stratigrafici ed i risultati delle interpolazioni delle caratteristiche tessiturali interne ad essi.

È stato interpolato l'intero volume discretizzandolo in $4 \cdot 10^7$ voxel di $250 \times 250 \times 2$ m. La scelta di tale misura è stata vincolata dalle capacità di calcolo della workstation su cui si è lanciato il calcolo. Essendo il processo di interpolazione fortemente legato al software utilizzato è stato impossibile lo *sharing* su altre macchine di calcolo. Il risultato, alla scala dello studio risulta essere grossolano ma non impedisce un'analisi critica, andando ad evidenziare strutture geologiche ben riconoscibili ed individuabili nel dominio. Nelle successive figure, la legenda di visualizzazione relativa alla classificazione idrostratigrafica all'ordine delle idrofacies corrisponde alla scala di Fig. 7.12.

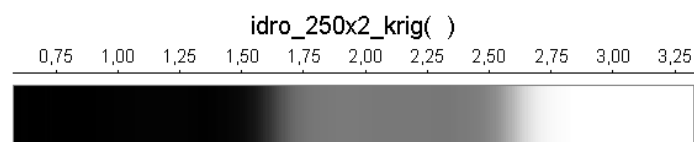


Figura 7.12 Scala dei colori delle proprietà idrostratigrafiche. Il valore più basso (nero) indica l'idrofacies più fine (Aclude-A) mentre il bianco la più grossolana (Afero-B)(Tab.5.1).

Come si può osservare in Fig.7.13 ed in Fig.7.14 tutte le unità geologiche osservate in transetti N-S si ispessiscono andando verso Sud aprendosi a ventaglio ed approfondendo la loro base in completa sintonia con i movimenti di *uplift* e di subsidenza descritti nel Cap.3. Nei transetti E-W si osservano le strutture a riempimento delle paleovalli (Fig. 7.13 nella sezione settentrionale) e delle depressioni, ed i rapporti di onlap (Fig.7.13 nella sezione meridionale) con gli alti erosionali sepolti.

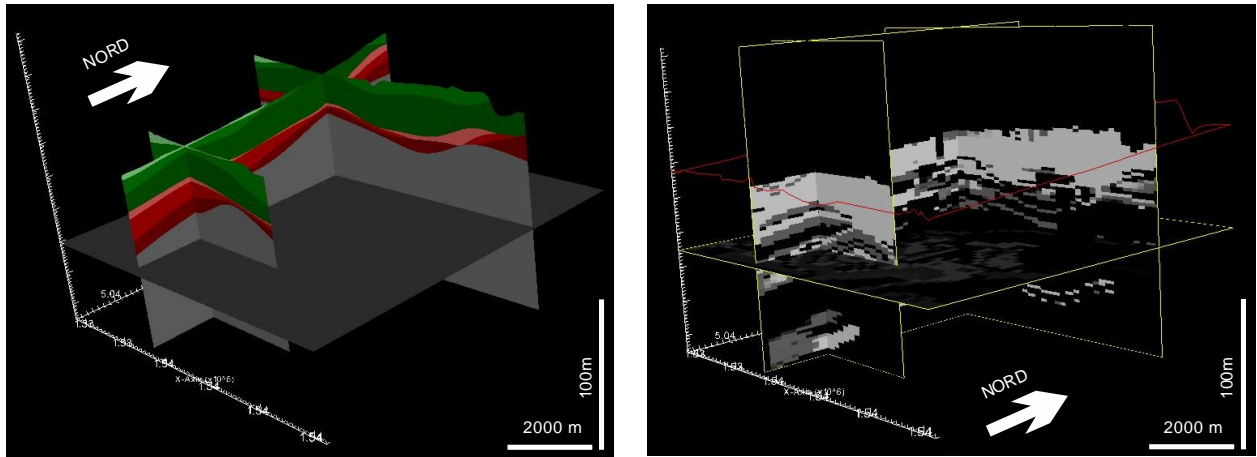


Figura 7.13. *Sezioni ortogonali NS(1) ed EW(2, 3), con fence orizzontale a -20m s.l.m. Nella figura di sinistra sono riportate le unità stratigrafiche (legenda dei colori identica a quella adottata nelle Fig.7.4 – 7.8) , in quella di destra le proprietà idrostratigrafiche secondo la legenda di Fig. 7.12.*

La struttura interna interpolata presenta un potente corpo di sedimenti grossolani nella parte superiore del dominio, interrotto da alcuni livelli di sedimenti fini più o meno continui. La discontinuità di queste strutture fa sì che nelle zone in cui sono assenti si presenti un unico spesso corpo di sedimenti grossolani. In altre zone tali livelli risultano molto continui e suddividono il volume in 4 intervalli ben distinti, coincidenti con le UG2-3-4 e UG5. Sotto questa porzione di volume si presenta una porzione centrale in cui i sedimenti si organizzano in banchi metrici andando a dare origine ad alternanze fini/grossolani organizzate talvolta in sequenze positive. Al di sotto troviamo una zona inferiore caratterizzata dalla presenza di molti sedimenti fini con intercalate lenti continue di materiale medio/grossolano. Ancora una volta si sottolinea la coincidenza di questa ripartizione volumetrica con la suddivisione in tre porzioni verticali (superiore-intermedia-inferiore), già descritta nell'ambito delle analisi 1-D e 2-D.

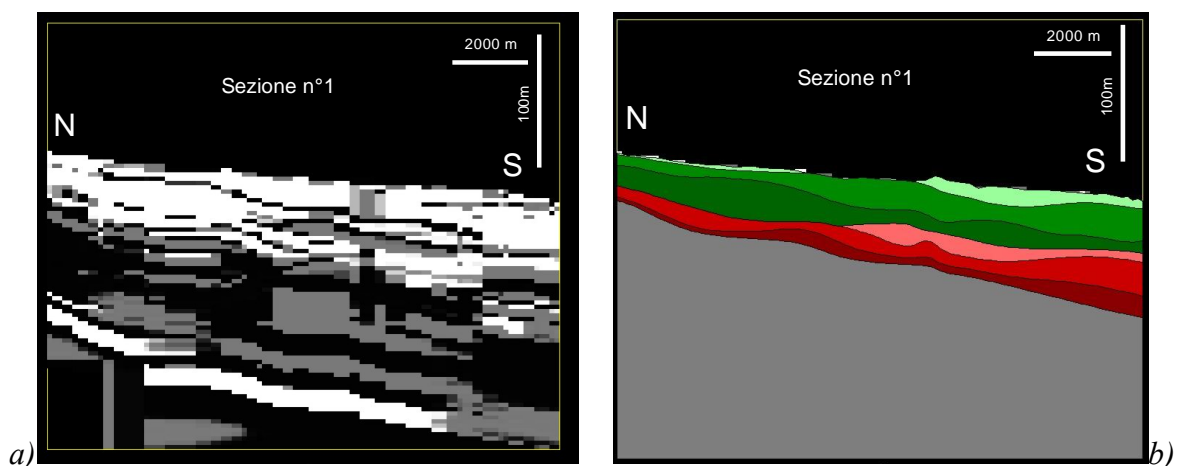


Figura 7.14. *Sezione I (N-S, Fig. 7.13), con rappresentate sia le caratteristiche idrostratigrafiche (sinistra, a) sia le unità geologiche intercettate (destra, b). Si osservi come le caratteristiche interne dei sedimenti seguono gli andamenti delle unità geologiche all'interno delle quali sono contenuti. Legenda della sezione in a): Fig. 7.12; legenda della sezione in b): Fig. 7.4 – 7.8.*

8. Interpretazione stratigrafica del modello 3-D, evoluzione geologica ed elementi di idrostratigrafia

Il modello 3-D sviluppato e presentato nel Capitolo 7 consente di ottenere due ordini di risultati: 1) la lettura ed interpretazione dell'architettura stratigrafica in termini sia statici (geometrie e rapporti stratigrafici tra le unità individuate) che di evoluzione geologica; 2) l'interpretazione idrostratigrafica e la conseguente elaborazione del modello concettuale di base per ogni successiva modellazione idrogeologica (flusso, trasporto, ricarica locale e remota, bilancio idrologico e definizione delle relazioni di scambio tra acque superficiali e sotterranee).

Per quanto riguarda il modello geologico-stratigrafico ed evolutivo occorre anzitutto premettere che la disponibilità di un modello quantitativo 3-D organizzato gerarchicamente rende possibili diverse operazioni che sono parte integrante della metodologia messa a punto:

- esecuzione delle necessarie verifiche e conseguenti modifiche all'interpretazione in un ciclo iterativo. Esse, nel caso di applicazione sviluppato, hanno compreso:
- verifica della consistenza interna del modello (controllo delle relazioni gerarchiche di intersezione e sovrapposizione tra le superfici-limite e le unità stratigrafiche; controllo delle relazioni geomorfologiche e morfometriche quali la congruenza delle pendenze regionali, delle relazioni dimensionali tra i corpi sedimentari individuati; controllo e quantificazione dell'incertezza sulle correlazioni tra entità stratigrafiche dei diversi ordini gerarchici sia lungo piani orizzontali sia nel piano verticale);
- verifica della non-contraddizione tra le basi di dati utilizzate (controllo dell'univocità delle correlazioni ottenute per mezzo di dati diversi, quali i dati lito-tessiturali, composizionali, livelli marker tra cui i paleosuoli. In generale questa verifica prende in considerazione anche le famiglie di dati cronostatigrafici, geocronologici, biostratigrafici e magnetostratigrafici, solo minimamente disponibili da bibliografia nello studio condotto);
- verifica della semplicità del modello geometrico e geologico realizzato (l'evoluzione geologica descritta dall'architettura spazio-temporale del modello deve rispondere al criterio di massima semplicità, ordine ed eleganza);
- verifica della verosimiglianza del modello geologico evolutivo (le classificazioni stratigrafiche adottate e l'evoluzione ricostruita devono armonizzarsi con la storia geologica

regionale, come nota da bibliografia, tenendone conto ed assumendone in se' il contenuto, pur con la possibilità che il nuovo modello contribuisca, come nel caso in studio, a migliorare le conoscenze geologiche regionali).

- Quantificazione e previsione delle tendenze evolutive nello spazio e nel tempo (cioè nei piani orizzontali e verticale) delle singole unità (idro)-stratigrafiche che contribuiscono all'architettura del modello. Queste operazioni sono eseguibili sia all'interno del dominio studiato (operazioni di *upscaling* e *downscaling*, progettazione di indagini di maggiore dettaglio, attività di pianificazione, realizzazione di opere ed interventi sul territorio) sia espandendolo lateralmente. La disponibilità di un modello quantitativo 3-D, e della relativa interpretazione genetica, che fornisce la dimensione temporale al modello stesso, consente di eseguire previsioni motivate e quantificabili sulla tendenza alla variazione di spessore e tessitura dei corpi sedimentari, in un intorno del modello stesso la cui estensione è determinata dalle tendenze evolutive quantificate all'interno del dominio studiato e dal riconoscimento dei fattori di controllo (“forzanti geologiche”) che ne hanno determinato la struttura.

8.1. Architettura stratigrafica

La geometria e l'organizzazione lito-tessiturale dei sedimenti è stata già affrontata nel capitolo 7. Di seguito vengono fornite le indicazioni genetiche ed evolutive dei sedimenti appartenenti ad ogni unità osservata nel sottosuolo, le attribuzioni cronologiche relative e le interpretazioni cronostratigrafiche armonizzate con la classificazione regionale disponibile in bibliografia.

UG0 (Pleistocene inferiore?). Almeno in parte assimilabile alle **Argille di Conche** (Aco), note nella bibliografia geologica di superficie. In affioramento: *limi, limi argillosi e sabbiosi, argille, sabbie, da grigie a fortemente arrossate e screziate: depositi marini, di laguna e lacustri* (Strini, 2001; Bini et al., 2004).

Da un punto di vista stratigrafico, l'UG0 raggruppa tutti i sedimenti fini raggiunti dalle perforazioni più profonde nel dominio studiato ed al momento non dotati di un'attribuzione cronostratigrafica certa (Cap.3). In questa posizione profonda, *Pieri & Groppi (1981)* ed *Ori (1993)* identificano un *pattern* sismico a riflettori discontinui e piano-paralleli di bassa ampiezza, che ben si accorda con la caratterizzazione ottenuta per mezzo dell'analisi 1-D e 2-D nell'area di studio (capitoli 5 e 6, “zona inferiore”). *ENI-REL (2002)* non definiscono entità stratigrafiche ma idrostratigrafiche. Dalle

correlazioni presentate è verosimile che UG0 possa ritenersi parte del Gruppo Acquifero D estendendosi forse alla porzione inferiore del C, ma il dettaglio ed il grado di chiarezza stratigrafica del lavoro citato non consentono di eseguire una correlazione verificabile. *Scardia et al. (2006)* non suddividono stratigraficamente i sedimenti che studiano, ma collocano la porzione marina inferiore intercettata dai pozzi nel Pleistocene inferiore, su basi magnetostratigrafiche. *Amorosi & Pavesi (2010)* riprendono l'attribuzione stratigrafica del Supersistema Emilano-Romagnolo (*ENI-RER, 1998*) e la generalizzano in Supersistema del Po, corrispondente al Ciclo Quaternario Marino di *Ricci Lucchi et al. (1982)*. UG0 appare correlabile temporalmente alla successione direttamente sottostante il Supersistema del Po, priva di definizione secondo gli Autori, quindi riferibile al Ciclo Quaternario Marino di *Ricci Lucchi et al. (1982)*.

L'UG0 identifica la fase marina espressa da sedimenti fini (A, AL, L, LS) organizzati in potenti banchi decametrici intercalati da strutture tabulari e cuneiformi di sedimenti grossolani (SG, GS, G) di spessore variabile tra i 2 e i 5 metri. I sedimenti fini equivalenti per posizione stratigrafica a quelli compresi nell'UG0, sono interpretati in affioramento e nei 7 pozzi perforati dalla Regione Lombardia, come l'espressione di sedimentazione per decantazione in ambiente di piattaforma interna e laguna (*Bini et al., 2004; ENI-REL, 2002; Scardia et al, 2006; Garzanti et al, 2010*) in assenza di correnti dominanti. La presenza di numerosi livelli ricchi in sostanza organica, talora con macrofossili, segnala l'ambiente costiero lagunare. Le intercalazioni grossolane sono l'espressione di eventi ad alta energia con trasporto di massa in zona costiera con immissione di apparati deltizi (delta di fondo baia di tipo estuarino) plausibilmente associati a controllo di correnti litorali e/o tidali. Infatti, la geometria dei corpi grossolani porta a pensare che la linea di costa in questa area fosse organizzata a golfi e baie all'interno delle quali si convogliano i materiali più grossolani. Un'interpretazione analoga è fornita da *Bersezio et al. (2004; 2010)* in due settori collocati rispettivamente a SW e a S del dominio di studio. Le forzanti geologiche sono quindi riferibili alla ciclicità trasgressivo-regressiva precedente le glaciazioni principali, durante una fase di subsidenza e relativa quiescenza dei fronti strutturali appenninici (*ENI-RER, 1998*). La linea di costa attraversa almeno tre volte da S a N il dominio di studio, come evidenziato da tre fasi di progradazione e retrocessione dei corpi sabbiosi e ghiaiosi costieri ricostruite attraverso l'analisi 2-D e modellizzate in 3-D (Fig. 7.14).

UG1 (a-b-c) - Allogruppo di Vimercate (Pleistocene inferiore). *Depositi fluviali e/o fluvioglaciali come riempimento di paleovalli. (Strini, 2001; Bini et al, 2004).*

L'Allogruppo di Vimercate è introdotto da *Strini (2001)* e *Bini et al. (2004)*. Le tre sotto-unità UG1a, UG1b ed UG1c differenziate nel dominio studiato ben si accordano con la suddivisione

interna proposta dagli Autori, quindi possono assumere il significato di Allomembri. Nel complesso l'UG1 si identifica con quella "zona intermedia" già descritta nel corso dell'analisi mono- e bi-dimensionale (capitoli 5 e 6), di cui conferma la caratterizzazione anche a seguito della modellizzazione in ambiente 3-D (Cap.7). Purtroppo non vi è traccia di entità stratigrafiche confrontabili per geometria nelle altre ricostruzioni regionali, ad esclusione dei lavori già citati. Unicamente per posizione stratigrafica si può supporre un'equivalenza con i cicli trasgressivo-regressivi che articolano il Gruppo Acquifero C di *ENI-REL (2002)* e con la successione attribuita al Pleistocene inferiore da *Scardia et al. (2006)*.

Le geometrie lenticolari, con forme in pianta sinuose ed articolate, il profondo incastonamento erosivo all'interno di UG0 (Figure 7.4, 7.5 e 7.13) e le reciproche relazioni di intersezione tra i tre allomembri associano i sedimenti in essi contenuti ad una dinamica di erosione e deposizione entro valli incise all'interno dell'unità di piattaforma e transizione UG0. L'erosione di valli fluviali incise entro depositi di piattaforma implica un abbassamento del livello di base regionale (tettonico, eustatico o per combinazione dei due; *Vail et al., 1977; Catuneanu, 2010*). Nel contesto in oggetto ciò deve necessariamente riferirsi ad un sollevamento del substrato e/o ad una fase di glaciazione. Poiché l'inizio delle glaciazioni pleistoceniche nella pianura lombarda, all'esterno degli anfiteatri morenici, è marcato dal diffondersi generalizzato dei corpi fluvioglaciali, ben rappresentati dalle successive UG2 – UG6, ed in accordo con quanto indicato da *Bini et al. (2004)* più a Nord, si considera come forzante principale l'*uplift* del substrato, legato alla flessurazione dell'avampese concomitante con un'importante avanzata dei fronti appenninici. ENI –RER (1998) ed ENI-REL (2002) indicano come una di queste fasi principali si collochi, in epoca precedente le glaciazioni principali, durante il Pleistocene inferiore.

Ogni sequenza di erosione e riempimento in cui si articola UG1, corrispondente alle tre sotto-unità riconosciute, modifica la geometria della sequenza inferiore andando a mettere in contatto con finestre erosive unità stratigrafiche differenti. UG1a talvolta può venire in contatto, per erosione a tetto, con UG2 e così come UG1c può essere in appoggio su UG0. Si distinguono in questa area di studio chiaramente e con discreta continuità 3 sequenze positive sovrapposte (UG1a, UG1b, UG1c). Queste vengono interpretate come tre pulsazioni progradanti di corpi alluvionali, talora con abbondante cementazione freatica (facies tipo "Ceppo"). I sedimenti fini interposti, ove conservati dall'erosione, indicano le successive fasi di trasgressione, con ambienti di piana di esondazione fluviale e/o costieri. Essi sono l'espressione vera e propria dell'oscillazione della linea di costa. In questa fase quindi si interdigitano e si sovrappongono gli ambienti costieri, lagunari e continentali con un trend netto alla continentalizzazione che si esplicherà definitivamente nei sedimenti delle unità sovrastanti, a seguito dell'inizio delle principali glaciazioni pleistoceniche. Lo stile di

deposizione ed appilamento delle unità stratigrafiche è compatibile con una modalità di progradazione forzata durante le fasi di abbassamento relativo del livello di base (erosione della superficie basale delle tre sotto-unità e primo riempimento a relitti terrazzati), seguita da una fase di riempimento passivo per progradazione deposizionale (corpi ghiaioso-sabbiosi principali) e conclusa da una tendenza trasgressiva (sedimenti fini sommitali tipici di ciascuna delle tre sotto-unità).

UG2 - Alloformazione della Specola (Pleistocene medio). *Diamicton a supporto di matrice: deposito glaciale. Ghiaia a supporto di matrice con locali intercalazioni sabbiose: depositi fluvioglaciali. (Bini & Zuccoli, 1987; Zuccoli, 1997; Bini, 1997; Strini, 2001; Strini et al, 2004).*

UG3 - Allogruppo del Bozzente (Pleistocene medio). *Diamicton a supporto di matrice: deposito glaciale. Ghiaie massive o con rozza stratificazione e intercalazioni sabbiose: depositi fluviali e fluvioglaciali. Alterazione molto spinta che interessa tutto lo spessore dell'unità. (Zuccoli, 1997).*

UG4 - Alloformazione di Binago (Pleistocene medio). *Ghiaia a supporto di matrice, alterazione media. Poligenica o a dominanza di litologie locali: depositi fluvioglaciali. Diamicton massivi a supporto clastico: depositi glaciali (Zuccoli, 1997).*

Le unità UG2, UG3 ed UG4 sono differenziabili solo in affioramento (Fig. 6.1). Nel sottosuolo, per quanto individuabili, esse sono state accorpate in quanto i limiti erosionali ed i paleosuoli che le delimitano sono riconoscibili e quindi interpolabili ai fini del modello 3-D, solo localmente nei dati di pozzo e sondaggio. Dal punto di vista stratigrafico esse occupano la posizione delle più antiche unità fluvioglaciali individuate e correlate con le unità glaciali degli anfiteatri da *Strini (2001)* e da *Bini et al. (2004)*. *Muttoni et al. (2003)* e *Scardia et al. (2006)* individuano, alla base di unità correlabili con quelle in oggetto, la superficie di involuppo della continentalizzazione associata all'inizio delle grandi fasi glaciali del Pleistocene medio. ENI-REL (2002) includono i sedimenti equivalenti a quelli in oggetto nel Gruppo Acquifero B. Insieme alle successive UG5 e UG6, questo gruppo di unità si identifica con la "zona superiore" riconosciuta per mezzo delle analisi mono- e bidimensionale (capitoli 5 e 6), di cui eredita armonicamente le proprietà di forma esterna ed eterogeneità interna anche a seguito della modellizzazione 3-D (Cap.7).

I sedimenti associati alle UG2-3-4 si presentano come spessi banchi decametrici ghiaiosi e sabbiosi (S, SG, GS, G) fortemente cementati nella parte settentrionale dell'area di studio a formare strati

metrici di conglomerati e arenarie. Le tre unità non sono separabili nel sottosuolo di questa zona con i dati a disposizione in quanto i paleosuoli e la superficie ad organi geologici che ne distinguono i limiti, ben osservabili negli affioramenti, spesso vengono erosi dall'unità sovrastante. Si intuiscono tuttavia anche nel sottosuolo quelle sequenze osservate in cava ed in affioramento, troppo localizzate però per poter tentare una correlazione regionale delle relative superfici-limite. I conglomerati e i livelli cementati svaniscono velocemente verso sud presentandosi nelle sole porzioni inferiori dei volumi. Le unità UG2, UG3 ed UG4 sono associate alla forte progradazione del *sandur* dell'anfiteatro dell'Adda durante le glaciazioni del Pleistocene medio e superiore. Il loro reciproco terrazzamento (figure. 6.1, 7.6 e 7.13) documenta le distinte fasi di avanzata e retrocessione glaciale, da cui deriva la sequenza di progradazione-abbandono e pedogenesi-erosione, che ne contraddistingue la ciclicità. La forzante geologica quindi è principalmente climatica (cicli glaciale/interglaciale) capace di modificare la quota del livello di base regionale (ormai associato al sistema alluvionale longitudinale del Po), le portate liquide e la quantità e tipologia del trasporto solido. La ciclicità si manifesterebbe comunque durante una fase di rallentamento del sollevamento del substrato, con tassi differenziati tra fasi glaciali ed interglaciali, associabile ad un periodo di quiescenza delle strutture appenniniche occidentali, in quanto la mobilità dei fronti di sovrascorrimento si sarebbe spostata verso gli archi più orientali (Pieri & Groppi, 1981; ENI-REL, 2002; Cap.3). Più recentemente Bersezio et al. (2010) hanno dimostrato la presenza di strutture tettoniche appenniniche attive fino al Pleistocene medio anche a Nord del noto rilievo tettonico della Lombardia meridionale (Colle di San Colombano al Lambro) e riferibili all'attività del fronte più esterno (allineamento Corneliano-Bordolano-Soresina, Pieri & Groppi, 1981). In questo senso il costante sollevamento, documentato dalle relazioni reciprocamente erosionali tra i fluvioglaciali antichi, potrebbe associarsi alla risposta flessurale combinata agli effetti litostatici dovuti all'ultimo avanzamento dei fronti appenninici ed agli effetti di bilanciamento isostatico dovuti alle fasi di deglaciazione. Si ritiene possibile che anche le strutture tettoniche, descritte da Sileo et al. (2007) (si veda il Par. 3.2) possano venire ricondotte a questa dinamica, pur non escludendo una componente di tettonica attiva anche sul lato alpino.

La tessitura grossolana, con ghiaie a trama aperta e porosità molto elevata, consente alle UG2-4 di ospitare alcuni tra i principali sistemi acquiferi fluvioglaciali dell'area.

UG5 - Allogruppo di Besnate (Pleistocene medio – superiore). *Depositi fluvioglaciali: ghiaia a supporto di matrice, matrice limoso sabbiosa 10YR, ciottoli arrotondati con dimensione massima fino a 10 cm, poligenica. (Da Rold, 1990; Bini, 1987; Bini et al. 1992).*

L'UG5 affiora estesamente, quindi è direttamente riconoscibile e correlabile fisicamente alle unità

dell'Allogruppo di Besnate, propagando nel sottosuolo la sua prosecuzione. Anche questa unità appartiene alla "zona superiore" individuata nelle analisi mono- e bidimensionale (capitoli 5 e 6). In bibliografia, *ENI-REL (2002)* attribuiscono questi sedimenti al Gruppo Acquifero A, mentre *Scardia et al. (2006)* li associano al Pleistocene superiore.

I sedimenti dell'UG5 esprimono il fluvioglaciale terrazzato, in ambiente di *sandur* distale ed alluvionale, associati ad una complessa ed estesa glaciazione riferita al Pleistocene sommitale. I sedimenti nel sottosuolo sono organizzati in sequenze stazionarie ghiaiose (GS, G) con una leggera tendenza al *fining upward* (SG sommitale). All'interno delle sequenze ghiaiose si possono identificare dei livelli fini di materiale rossastro interpretabili come paleosuoli. Tali oggetti sono riconosciuti, anche in base alle geometrie risultanti dalla modellizzazione 3-D (Fig. 7.7 e Fig. 7.13) come relitti di alti topografici in cui per un periodo sufficiente allo sviluppo della pedogenesi siano rimasti esclusi dalle dinamiche erosionali fluvioglaciali. Il top dell'unità UG5 è spesso identificabile come uno spesso livello argilloso limoso (A, AL) arrossato ad indicare il suolo sommitale impostosi prima dell'LGM. La forzante geologica principale è quella climatica associata a lento sollevamento del substrato, dal momento che ne' nell'area di studio ne' nelle adiacenze sono presenti evidenze di deformazione attiva o passiva sin- o post deposizionale. Anche i fronti strutturali appenninici più esterni e settentrionali sono tettonicamente stabili oramai, come documentato dalle relazioni di appoggio passivo dei sedimenti dell'Allogruppo di Besnate sulle strutture sepolte, nella già citata area a Sud del dominio di studio (*Bersezio et al., 2010*).

UG6 - Alloformazione di Cantù (Pleistocene superiore – LGM). *Ghiaie medie e grossolane, con alterazione scarsa: deposito fluvioglaciale. Copertura loessica assente (Bini, 1987; Da Rold, 1990).*

Questa unità stratigrafica si riferisce in massima parte ai sedimenti associati con l'LGM e si presenta effimera nell'area di studio con spessori significativi solamente nell'area meridionale (Fig. 7.8 e 7.13). L'associazione dei sedimenti più fini (LS, S, SG, GS) ed organizzati in sequenze positive rispetto alle unità fluvioglaciali sottostanti è marcata e netta in tutta l'area di studio. Tale unità risulta impostarsi nello spazio apertosi verso sud durante le fasi erosionali dell'LGM. Il riempimento è organizzato in sequenze stazionarie sabbiose e sequenze positive da sabbioso-ghiaiose a limose (SG,S, LS, L) associate ai limitati terrazzi fluvioglaciali erosi entro i precedenti a seguito dell'ultima massima espansione dell'apparato glaciale dell'Adda. Si osserva quindi come il cosiddetto Livello Fondamentale della pianura (*Castiglioni & Pellegrini, 2001*) si presenti come un palinsesto di livelli terrazzati ed unità stratigrafiche differenti, riferibili ad almeno due distinte glaciazioni (Besnate e Cantù, *sensu Bini, 1997*).

UG7 - Unità Postglaciale (Pleistocene sommitale – Olocene p.p.). *Limi, limi sabbiosi, sabbia, ghiaia: depositi fluviali e di esondazione. (Strini, 2001).*

Questi sedimenti si riferiscono alle coperture postglaciali e si dividono in due ben distinte tipologie: 1) sedimenti associati alle dinamiche attive del reticolo minore sul Livello Fondamentale della Pianura, 2) sedimenti legati alle dinamiche fluviale dell'Adda all'interno della sua valle incisa postglaciale-olocenica.

I sedimenti sul LFP sono di natura sabbioso-limosa con rari accumuli di ghiaia (SG, S, LS, L, LA) organizzati in sequenze positive. I sedimenti legati alle dinamiche dell'Adda invece sono complessi ed estesi su di un'area molto grande (5km x 10km) dell'area di studio. Tali sedimenti sono organizzati in forme fluviali complesse e composite (barre, terrazzi, canali) e presentano una natura spiccatamente grossolana (G, GS, SG, S, LS).

8.2. Fattori di controllo ed evoluzione geologica

L'evoluzione geologica dell'area di studio si riassume in un megaciclo regressivo semplificabile in 3 grandi fasi: 1) fase marino costiera, 2) fase transizionale costiero-continentale, 3) fase continentale associata alle maggiori glaciazioni quaternarie. I sedimenti del Pleistocene inferiore (UG0 - UG1) sono la rappresentazione di un progressivo e costante allontanamento della linea di costa, da NNW verso SSE, attraverso il dominio studiato. Essi sono organizzati in potenti spessori di argille e limi interdigerati con banchi ghiaioso-sabbiosi spesso localizzati in zone confinate come espressione di una costa organizzata a baie e golfi, con sistemi deltizi progradanti. Al termine del Pleistocene inferiore i sedimenti si organizzano in sequenze *fining upwards* che costituiscono 3 cicli sovrapposti (UG1a-b-c). Tali strutture sono interpretate come l'espressione di tre fluttuazioni della linea di costa e successiva progradazione continentale a seguito di regressione forzata. Proseguendo verso il Pleistocene medio e superiore ritroviamo le sequenze ghiaiose in banchi decametrici espressione delle glaciazioni (UG2-3-4, UG5). Al top del Pleistocene si mettono in posto i sedimenti associati all' LGM riempiendo e colmando le incisioni relitte scolpite dagli ultimi eventi ad alta energia delle glaciazioni. I successivi sedimenti postglaciali ed Olocenici sono legati alle dinamiche fluviali attuali sia internamente alla valle dell'Adda sia sul LFP.

8.3. Elementi di Idrostratigrafia

Il modello idrostratigrafico 3-D proposto e ricostruito tramite la tecnica dell'interpolazione per kriging lungo iso-superfici del campo potenziale (Cap.7, Fig.7.13 e Fig. 7.14) riproduce geometrie verosimili e plausibili allo stile deposizionale di un sistema regressivo marino-continentale. La ricostruzione dell'assetto idrostratigrafico in acquiferi porosi quaternari definita con la tecnica del campo potenziale è di carattere innovativo ed offre la possibilità di introdurre il controllo della "forma" dell'interpolazione.

Dal punto di vista della classificazione idrostratigrafica il modello 3-D elaborato comprende quindi: 1) un *acquicludo basale* (UG0, Pleistocene Inferiore marino) che caratterizza l'intera area di studio. All'interno di tale struttura sono presenti spesse e potenti lenti ghiaiose compartimentate contenenti acque salmastre (Acquifero D, *ENI-RL, 2001*) inutilizzabili dal punto di vista idropotabile. Lo spessore totale non è definibile in quanto non si è intercettata la base. La superficie di tetto di questo sistema si presenta incisa da paleovalli e fortemente ondulata mettendo talvolta in contatto idraulico

le lenti più superficiali con le porzioni grossolane del sistema superiore; 2) un insieme di complessi costituiti da un sistema acquitardo accoppiato ad un sistema acquifero (UG1a-b-c, Pleistocene medio marino-transizionale-costiero) costituito da sequenze ghiaioso-limose sovrapposte a definire una complessa struttura di zone a maggiore permeabilità alternate ad altre da media e bassa permeabilità. In questa struttura si possono quindi riconoscere i complessi del Gruppo Acquifero C di *ENI-RL (2001)*. Anche in questo caso la forte erosione della superficie di tetto e mette in comunicazione idraulica i sedimenti grossolani con quelli del sistema superiore; 3) un *Gruppo acquifero intermedio* (UG2-3-4, Pleistocene medio, continentale) che occupa la porzione intermedia del sistema e potrebbe corrispondere al Gruppo Acquifero B di *ENI-REL (2001)*. Esso si presenta come un corpo omogeneo ghiaioso sabbioso e ghiaioso con intercalazione di strati metrici fini (figure 7.13 e 7.14). 4) un *Gruppo Acquifero superiore* (UG5 – UG6, Pleistocene medio-superiore), il cui acquitardo/acquicludo basale è rappresentato dai sedimenti fini e paleosuoli preservati alla base dell'Allogruppo di Besnate. Esso potrebbe corrispondere al Gruppo Acquifero A di *ENI-REL (2002)*. La possibilità di connessione idraulica con il Gruppo intermedio è limitata solo ad alcuni settori..

La *zona insatura* nel dominio di studio si sviluppa dal piano campagna fino a -25 m dal nel settore settentrionale e -5 m nel settore meridionale. La zona insatura interessa UG6 all'interno della quale si possono creare situazioni in cui falde stagionali e sospese vengono sostenute da livelli continui di materiale fine limoso. All'interno delle UG7 riferite alla valle dell'Adda si imposta la falda di subalveo del fiume stesso. Dalle ricostruzioni effettuate come applicazione del modello 3-D, e non presentate in questa sede, si osserva una connessione diretta tra il subalveo del fiume e l'acquifero superficiale freatico (Gruppo Acquifero superiore). La complessità del reticolo superficiale, e nello specifico la presenza di uno dei maggiori canali irrigui della zona meridionale della pianura (Canale Muzza, che deriva il 90% del Fiume Adda nei pressi di Cassano d'Adda) rende conto della necessità dello studio della relazione tra acque superficiali ed acque sotterranee, sia per la gestione sostenibile della risorsa idrica sotterranea sia per definire meglio la quantità del D.M.V. (Deflusso Minimo Vitale). In ogni caso il modello 3-D reso disponibile rappresenta la base per i futuri passi di modellazione idrogeologica.

9. Conclusioni

La simulazione e la ricostruzione geologica di sottosuolo negli ultimi 15 anni ha trasformato la geologia dei *reservoir* idrici da una scienza descrittiva qualitativa ad una disciplina estremamente dinamica in cui si intrecciano in modo sempre più indissolubile sedimentologia, stratigrafia, idrogeologia, matematica, statistica ed informatica.

In questo lavoro si è messo a punto un metodo che consente di tentare un approccio alla ricostruzione idrostratigrafica basato su un'analisi prevalentemente deterministica, relativamente innovativa in quanto non ancora utilizzata per la ricostruzione di sistemi idrostratigrafici complessi e per la definizione e caratterizzazione delle eterogeneità spaziali degli stessi.

La metodologia qui proposta è stata messa a punto ed applicata alla successione (idro)-stratigrafica della pianura lombarda ad E di Milano, seguendo un approccio stratigrafico gerarchico e multidisciplinare, allo scopo di conservare la miglior risoluzione geologica possibile ad ogni passaggio di scala e di dimensioni (da 1-D a 3-D, fino alla quarta dimensione relativa all'informazione cronologica). L'affidabilità della risoluzione geologica è definita come la possibilità di verificare e quantificare la verosimiglianza (riferita soprattutto alla forma ed alle geometrie interne delle entità geologiche) tra il modello geologico concettuale (riferito alle esperienze ed alle conoscenze geologiche) e il modello quantitativo simulato (controllato dalla matematica e dalla tipologia di tecnica modellistica utilizzata).

Nella messa a punto del metodo si è posta particolare attenzione allo sviluppo della modalità per la gestione del flusso di dati, dall'ambiente monodimensionale a quello bi- e tridimensionale, che sono stati mantenuti costantemente connessi grazie all'utilizzo di strumenti informatici (piattaforme GIS) che hanno permesso in modo estremamente efficace di mantenere coerenti nello spazio di lavoro sia gli attributi descrittivi di tutti gli elementi sia la coerenza spaziale della loro posizione. L'ambiente GIS è stato sfruttato, oltre che per la consolidata capacità di organizzare ed elaborare i dati territoriali, per la gestione delle strutture topologiche che, dall'ambiente monodimensionale a quello tridimensionale, legano gli oggetti geologici ed idrostratigrafici secondo criteri di forma riferibili all'ambiente deposizionale, stratigrafico ed idrogeologico in cui si collocano. Tutti gli oggetti cartografici tradizionali (topografia espressa da carte, DEM e DTM, cartografia geologica, mappe strutturali e carte di isobate delle strutture tettoniche individuabili nel sottosuolo, cartografie tematiche di superficie tra cui carte geomorfologiche, carte pedologiche, carte lito-tessiturali) sono

stati introdotti in un geo-DB realizzato *ad hoc*, per poter essere sovrapposti nell'analisi ed elaborazione multidisciplinare dei dati. Il *geo-DB* realizzato ha permesso di sfruttare tutte le conoscenze pregresse e di paragonare con tecniche di *multylayering* le analisi originali con quelle derivate da bibliografia.

Il cuore dello studio si è concentrato sulla raccolta mirata, gestione, elaborazione ed interpretazione dei dati di sottosuolo, integrati con quelli di superficie in un ambiente tridimensionale. Per fare ciò ci si è spinti al limite dell'utilizzo del GIS andando a toccare i limiti della topologia tridimensionale. Le regole topologiche si sono infatti distinte in due categorie: 1) quelle riferite al piano XY, ovvero il piano della topografia come conosciuto in ambito cartografico tradizionale e 2) piani XZ-YZ riferiti alle sezioni geologiche che si sviluppano ortogonali alla superficie per una profondità di 200m.

Oltre ai risultati generali di metodo e di merito, sintetizzati e commentati nel seguito, l'analisi e l'interpretazione tridimensionale dei dati hanno portato a due risultati estremamente differenti ma intrinsecamente legati dalle logiche con cui sono stati ottenuti:

1) la ricostruzione dell'evoluzione geologica del caso di studio, la pianura alluvionale Quaternaria lombarda ad Est di Milano, ricostruita con dettaglio adeguato alla densità dei dati raccolti e di quelli già disponibili ed armonizzata con le conoscenze bibliografiche pregresse. Questa ricostruzione multiscala, che tiene memoria del diverso dettaglio disponibile nella struttura spazio-temporale della base di dati (dai dati 1-D con accuratezza decimetrica lungo l'asse Z ai dati 3-D con accuratezza metrica lungo l'asse Z ed ettometrica nel piano XY, alla quarta dimensione, cronologica, scandita in entità di durata temporale dell'ordine dei $10^3 - 10^4$ anni per le ricostruzioni mono- e bidimensionali e dell'ordine dei $10^4 - 10^6$ anni per le ricostruzioni tridimensionali) da un lato consente l'inserimento dei dati geologici descrittivi (*soft data*) nella modellistica, dall'altro facilita le operazioni di *upscaling* e di *downscaling* necessarie per la risoluzione di problemi idrogeologici. La ricostruzione si avvale dello studio delle variazioni lito-tessiturali di ogni entità geologica riconosciuta, di un'ampia base di nuovi dati inseriti in un geo-dB ottimizzato, e dell'infittimento della maglia delle sezioni geologiche interpretate.

2) la messa a punto di una procedura assistita da *tools* e *script ad hoc* per l'interpretazione geologica e la ricostruzione tridimensionale dei corpi sedimentari.

9.1. L'evoluzione geologica del territorio e l'utilizzo di questa conoscenza ai fini idrostratigrafici

La ricostruzione geologica dimostra come le fluttuazioni della linea di costa prima (Pleistocene medio ed inferiore) e le pulsazioni glaciali poi (Pleistocene medio e superiore), combinate con le fasi di avanzamento dei fronti tettonici dell'Appennino settentrionale e con la conseguente risposta isostatica del bacino, abbiano definito l'assetto stratigrafico dell'area di studio (Cap.8). La forma dei corpi geologici, dei loro limiti e delle eterogeneità dei sedimenti in essi contenuti è un vincolo fondamentale nella definizione delle proprietà degli acquiferi.

La struttura geologica riconosciuta si presenta (dal Pleistocene al presente) come una monoclinale costituita da sedimenti marino costieri del Pleistocene inferiore (UG0) fortemente scolpita a tetto da valli incise pre-glaciali (Pleistocene inferiore) occupate da cicli trasgressivo-regressivi di ambiente costiero-continentale, separati eventi erosivi subaerei verificatisi durante le fasi di regressione marina in cui la linea di costa abbandona progressivamente l'area migrando verso sud. Tali incisioni e superfici fortemente ondulate vengono riempite in eventi separati in cui si accavallano tre sequenze transizionali, (UG1a-b-c, Pleistocene inferiore), lasciando tracce fortemente erosive. Abbandonato l'ambiente marino e giunti a piena continentalizzazione (Pleistocene medio) sono le glaciazioni che definiscono il ritmo di aggradazione e progradazione dei sedimenti della Pianura Padana del margine alpino. È in questo periodo (Pleistocene medio-superiore) che in questa area hanno un ruolo fondamentale due aspetti: a) i corsi d'acqua fluvioglaciali (paleo-Adda) che a Nord si muovono andando a modificare in maniera sostanziale gli apporti sedimentari alla pianura e b) la dinamica dei livelli di base nel definire luogo e tempo di erosione delle valli terrazzate fluvioglaciali e dei relativi riempimenti. Le piane proglaciali, i *sandur* e le piane fluvioglaciali progradanti depositano unità costituite da sedimenti grossolani, potenti decine di metri durante diverse pulsazioni (UG2-3-4, almeno tre cicli glaciale-interglaciale del Pleistocene medio; UG5 Pleistocene medio-superiore, UG6, Pleistocene sommitale - LGM) intercalati dai suoli sviluppatisi nei periodi interglaciali, andando a definire un importante volume di materiale ghiaioso. A sigillare le sequenze fluvioglaciali si impostano i sistemi sabbioso-limosi riferite al post-glaciale (UG7) che vanno a colmare le ultime depressioni erosionali (Valle Incisa dell'Adda, ereditata dai cicli glaciali precedenti e colmata nel post-glaciale).

Nel corso del Pleistocene l'area è stata soggetta a ripetute fasi di accelerazione di *uplift* del substrato, determinate dalla risposta flessurale al carico tettonico appenninico avanzante verso N e dalla risposta di riequilibrio isostatico alle ripetitive deglaciazioni, concomitanti durante il

Pleistocene medio.

Durante tutto il Pleistocene il dominio di studio ha costituito una zona di cerniera importante tra diversi sistemi deposizionali e quindi diversi stili di sedimentazione e di appilamento dei sedimenti (unità genetiche-base, Cap.5).

In questo contesto, l'origine dei sistemi idrostratigrafici di segno diverso è collocabile nella ciclicità geologica, in relazione alle forzanti climatiche, tettoniche ed isostatiche. Il modello 3-D elaborato, che incorpora tutta l'informazione disponibile, suggerisce che:

- **Sistemi Acquiclude**, generalmente rappresentati da argille e limi di piattaforma o laguna costiera, si generano durante le fasi trasgressive del Pleistocene inferiore, invariabilmente legate a quiescenza tettonica ed ingressione marina nel dominio di studio (UG0 ed intervalli fini intercalati tra UG1a, UG1b ed UG1c);
- **Sistemi Acquitardi complessi** si generano durante le fasi di abbandono dei maggiori apporti clastici (massimo di regressione), susseguenti la massima progradazione verso S degli stessi, in relazione alla stabilizzazione morfologica delle superfici terrazzate dei diversi fluvioglaciali e conseguente pedogenesi, o per lo sviluppo di aree di divagazione e di esondazione fluviale (Pleistocene medio e superiore, UG2-6 e UG7 postglaciale);
- **Sistemi Acquiferi** si generano durante le fasi di progradazione forzata (abbassamento dei livelli di base) o deposizionale (stazionamento alto dei livelli di base), risultando costituiti o dai riempimenti delle valli incise (es. UG1a, b, c, regressioni forzate del Pleistocene inferiore) o dallo sviluppo delle successioni fluvioglaciali terrazzate (progradazioni deposizionali del Pleistocene medio-superiore, corrispondenti alle UG2-6).

Questa ricostruzione risulta applicabile all'area in studio ed alle aree adiacenti, come strumento di previsione dell'architettura idrostratigrafica, ed è parte integrante del modello qui presentato. Si tratta di una ricostruzione per molti versi differente, se non opposta, a quanto proposto da ENI-REL (2002) per l'origine dei sistemi idrostratigrafici del bordo alpino-padano. Ovviamente la stessa ricostruzione differisce da quanto proposto da ENI-RER (1998) per l'origine dei sistemi idrostratigrafici dell'opposto margine appennino-padano, ma questo fatto era previsto nelle ipotesi di lavoro, per la prevedibile "specularità" delle dinamiche dei due margini, l'uno (meridionale) direttamente coinvolto dalla tettonica appenninica e non glacializzato, l'altro (settentrionale) passivamente ed indirettamente coinvolto dalla tettonica appenninica e direttamente interessato dalla dinamica delle masse glaciali.

9.2. La procedura dell'analisi multidimensionale in idrostratigrafia

Lo schema delle procedure architettato nel corso dello studio, segue una logica essenzialmente basata su due concetti fondamentali: 1) ogni oggetto *prima* inserito nel database (Cap.4) e *poi* simulato nei modelli 2-D (Cap.5) e 3-D (Cap.6) ha una precisa gerarchia relazionale con tutti gli altri, 2) durante l'*upscaling* e il *downscaling* delle proprietà geometriche e lito-tessiturali dei sedimenti si deve sempre tenere conto di quanti e quali dettagli si vanno a perdere o ad introdurre nel modello.

Partendo da un oggetto *nel data-set* monodimensionale (Cap.4) (*e.g.* entità stratigrafica minima, equivalente allo strato in successioni affioranti e corrispondente ad un'entità definita da caratteri lito-tessiturali, limiti riconoscibili e lunghezza nota lungo l'asse Z nei dati stratigrafici di sottosuolo) si vanno ad individuare le caratteristiche specifiche ed i *trend* (Cap.5). A partire dalle singole litofacies, vengono riconosciute e raggruppate le relative associazioni che definiscono le entità deposizionali minime (o unità genetiche-base) di cui è interpretabile il processo genetico che rende possibile la previsione dei trend spaziali (XY) e temporali (Z). Gruppi di entità deposizionali minime, le unità genetiche-base, si raggruppano in elementi deposizionali di rango maggiore che a loro volta originano le singole unità stratigrafiche. Queste ultime consentono un agevole passaggio sia verso le conoscenze bibliografiche (le ricostruzioni e classificazioni lito- o allostratigrafiche o basate sulla stratigrafia delle UBSU) sia verso la definizione di una stratigrafia genetica che si riferisce ai concetti della stratigrafia sequenziale, ad oggi pressoché inutilizzati come strumento di comprensione e previsione dell'idrostratigrafia del sottosuolo in idrogeologia. Il dato e l'interpretazione monodimensionale possiedono il massimo dettaglio possibile e la minore incertezza del modello in quanto nel dato stesso sono immagazzinate tutte le informazioni a disposizione non categorizzate o raggruppate e l'interpretazione si sviluppa su un record (log litologico) continuo nella dimensione 1-D senza lasciare spazio a domini incogniti.

Il passaggio all'interpretazione bidimensionale (Cap.6) implica necessariamente una prima perdita di dettaglio (ma è da notare che l'accuratezza del dato locale è completamente conservata per le eventuali operazioni di *downscaling*) in quanto non si è in grado di correlare le entità minime, cioè i singoli livelli o, ad un ordine gerarchico appena superiore, le unità genetiche-base a causa della breve lunghezza d'onda delle variazioni laterali caratteristiche degli ambienti deposizionali ad alta energia (come quello fluvio-glaciale e fluviale), normalmente inferiore rispetto alla spaziatura dei dati diretti disponibili (pozzi, sondaggi). La procedura messa a punto consente però di introdurre a

complemento i dati indiretti (immagini geofisiche del sottosuolo), tenendo traccia della loro diversa natura e delle relative relazioni gerarchico-topologiche all'interno del *geo-DB*. In questo modo la metodologia consente inoltre di mantenere memoria delle informazioni non utilizzate nell'atto del *downscaling*.

Nel modello 2-D si osservano le variazioni laterali e pertanto è possibile osservare e descrivere l'organizzazione degli elementi deposizionali prima in sistemi deposizionali e poi in sequenze. La procedura consente cioè di eseguire coscientemente ed in modo controllabile dal punto di vista matematico e modellistico, il passaggio di scala e di dimensione "geologico", operazione ad oggi ancora considerata come totalmente soggettiva, altamente incerta ed incontrollabile se non a costo di indagini aggiuntive di sottosuolo (perforazioni). Il modello bidimensionale si basa sull'individuazione e ricostruzione delle superfici-limite gerarchizzate, che costituiscono la guida geometrica dell'interpolazione dei dati grazie alla quale l'eterogeneità viene distribuita nel piano della sezione. Tenere memoria dei dati monodimensionali di maggiore dettaglio è essenziale nel momento in cui, dopo avere interpolato le caratteristiche tessiturali dei sedimenti, si eseguono le necessarie calibrizioni con le associazioni descritte nel modello 1D. La calibrizione può essere di ordine numerico, ottenuta definendo la somiglianza tra il risultato dell'interpolazione ed i dati osservati nei punti di controllo, ma anche di tipo qualitativo, introducendo un controllo *soft* delle forme risultate dall'interpolazione.

La modalità descritta si ripete, muovendosi verso l'ambiente tridimensionale (Cap.7). Ancora più che nell'ambiente 2-D nelle tre dimensioni è possibile valutare quanto la disposizione degli oggetti interpolati nel modello sia realistica, andandone a dare un giudizio geologico/stratigrafico/deposizionale estremamente importante. La verosimiglianza tra oggetti interpolati/simulati/calcolati ed il modello concettuale diventa un elemento di controllo della bontà del modello estremamente importante, reso agevole dalla procedura qui approntata. Anche se priva di rigore matematico e numerico la definizione di modello verosimile diventa estremamente importante per la decisione della scelta della tecnica di simulazione da utilizzare per la ricostruzione quantitativa del sottosuolo.

Il metodo di calcolo utilizzato legato allo studio del campo potenziale (Cap.7) si è rivelato estremamente efficiente sia nella ricostruzione per interpolazione delle superfici-limite tridimensionali delle unità di sottosuolo (considerate come superfici implicite; Cap.7) sia nell'interpolazione delle caratteristiche idrostratigrafiche interne alle entità stratigrafiche gerarchizzate. Tale tecnica proposta da *Calcagno et al. (2008)* rende estremamente libera la possibilità di introdurre dati *soft* nella generazione del modello 3-D interpolato. L'introduzione di tali dati, vincolati da precise leggi geologiche, discosta questo metodo da quelli spesso utilizzati in

geostatistica in cui si tende più a definire sistemi di prevedibilità di proporzioni degli elementi simulati piuttosto che metodologie per definirne la forma. Questo metodo, interpolazione lungo il campo potenziale, permette di generare oggetti interpolati tridimensionali governando al meglio la loro forma. Tale aspetto, soprattutto in vista dell'applicazione del modello 3-D ad una modellistica di flusso e trasporto negli acquiferi porosi, acquisisce grande importanza andando a consegnare ai codici di calcolo una matrice del mezzo estremamente verosimile all'acquifero simulato. Questo metodo può essere applicato indipendentemente dalla scala degli oggetti da ricostruire ed interpolare pertanto si è proiettati ad esperienze a scale diverse.

L'interoperabilità tra i software utilizzati (ArcGIS©, Geomodeller©, R) si è mostrata eccellente permettendo, (note approfonditamente le modalità di gestione del dato) un rapido ed efficiente dialogo tra le priorità di ognuno di essi. La migrazione dei dati dal database 1-D e 2-D (capitoli 5 e 6) a quello 3-D (Cap.7) è di natura complessa e prevede numerosi passaggi di aggregazione di campi e impostazione delle tipologie di dato (*string, short integer, long integer, double*). Inoltre, durante lo studio si sono prodotti diverse versioni di interpretazione e diverse versioni dei modelli 2-D e 3-D. Per questo si è provveduto ad automatizzare in *scripts* e *tools* tali procedure di migrazione rendendole replicabili col semplice utilizzo di un solo comando.

Il metodo messo a punto è in via di applicazione a due scale differenti, una maggiore riguardante un analogo di acquifero (*Pessina et al., 2011*) già studiato e simulato con tecniche tradizionali (SISiM) e a scala minore andando a produrre un primo tentativo di ricostruzione 3-D del bacino sotteso all'interfluvio Adda-Lambro dalla sutura pedalpina alla zona assiale della pianura Padana (*Bini et al., 2004; Bersezio et al., 2004; Bersezio et al., 2007; 2010*).

10. Bibliografia

- Aigner, T., Heinz, J., Hornung, J. & Asprion, U., 1999, A hierarchical process-approach to reservoir heterogeneity: examples from outcrop analogues. *Bull. Centre Res. ELF Aquitaine*, 22: 1 – 11.
- Anderson, M.P., 1989, Hydrogeological facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glacio-fluvial sediments. *Geological Society of America, Bulletin*, 101: 501-511.
- Anderson, M.P., 1997, Characterization of geological heterogeneity. In: Dagan, G. & Neuman, S.P., (Eds.): "Subsurface flow and transport: a stochastic approach", Cambridge University Press: 23-43, Cambridge.
- Anderson, M.P., Aiken, J.S., Webb, E.K. & Mickelson, D.M., 1999, Sedimentology and hydrogeology of two braided stream deposits. *Sedimentary Geology*, 129: 187-199.
- Bersezio, R., Giudici, M., Mele, M., 2007, Combining sedimentological and geophysical data for high resolution 3-d mapping of fluvial architectural elements in the Quaternary Po plain (Italy). *Sedimentary Geology*, 202, 230–247.
- Blinn J.F. (1988) - A generalization of algebraic surface drawing. *ACM Transactions on Graphics*, 1(3):235–256.
- Bloomenthal J. (1988) - Polygonization of Implicit Surfaces. *Computer Aided Geometric Design*, 5(4):341–355
- Bourke P. (1997) - Implicit surfaces, also known as "Metaballs", "Blobbies", "Soft objects"
- Turk G. & O'Brien J. (2002) - Modelling with Implicit Surfaces that Interpolate. *ACM Transactions on Graphics*, Vol 21, 4, October 2002
- Amorosi, a, Centineo, M., Colalongo, M., & Fiorini, F. (2005). Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy. *Marine Geology*, 222-223, 7-18. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.041
- Amorosi, a, Colalongo, M. , Fiorini, F., Fusco, F., Pasini, G., Vaiani, S. , & Sarti, G. (2004). Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records. *Global and Planetary Change*, 40(1-2), 55-78. doi:10.1016/S0921-8181(03)00098-5
- Amorosi, a, Pavesi, M., Riccilucchi, M., Sarti, G., & Piccin, a. (2008). Climatic signature of cyclic fluvial architecture from the Quaternary of the central Po Plain, Italy. *Sedimentary Geology*, 209(1-4), 58-68. doi:10.1016/j.sedgeo.2008.06.010
- Apuani, T., Masetti, M., Calloni, G., & Gritti, A. (2007). Hydrogeological characterization and 3D numerical modelling of the groundwater flow in an alpine area (Isola , San Giacomo Valley , Italy). *Earth Science*, 9.
- Arciprete, D., Baratelli, F., Bersezio, R., & Felletti, F. (2010). RELATING FACIES CONNECTIVITY TO FLOW AND TRANSPORT PROPERTIES FOR A POINT BAR-CHANNEL AQUIFER ANALOGUE.
- Bajc, A. F., & Newton, M. J. (2004). 3D MODELLING OF QUATERNARY DEPOSITS IN WATERLOO REGION , ONTARIO ; A CASE STUDY USING DATAMINE STUDIO SOFTWARE ®, 5-10.
- Barth, G. R., Hill, M. C., Illangasekare, T. H., & Rajaram, H. (2001). Predictive modeling of flow and transport in a two-dimensional intermediate-scale, heterogeneous porous medium. *Water Resources*, 37(10), 2503-2512.

- Barth, G. R., Illangasekare, T. H., & Rajaram, H. (2003). The effect of entrapped nonaqueous phase liquids on tracer transport in heterogeneous porous media: laboratory experiments at the intermediate scale. *Journal of contaminant hydrology*, 67(1-4), 247-68. doi:10.1016/S0169-7722(03)00066-4
- Barth, G. R., Illangasekare, T. H., Rajaram, H., & Hill, M. C. (1987). CREATING AND EXPLICITLY CHARACTERIZING HETEROGENEITY AND. *Structure*, 1-8.
- Bello, M., & Fantoni, R. (2002). Deep oil plays in Po Valley: Deformation and hydrocarbon generation in a deformed foreland. *World Petroleum*, 1-5.
- Berlusconi, A., Livio, F., Sileo, G., Zerboni, A., Michetti, A. M., Cremaschi, M., & Trombino, L. (2007). EVIDENZE PALEOSISMICHE NELL ' AREA EPICENTRALE DEL TERREMOTO DEL. *Rehabilitation*, 1984-1987.
- Bersezio, R. (2007). Gli analoghi di acquifero. *Mem. Desc. Carta Geol. d'It.*, 39-50.
- Bersezio, R., Bini, a, & Giudici, M. (1999). Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: joining facies analysis and numerical modelling. *Sedimentary Geology*, 129(3-4), 327-344. doi:10.1016/S0037-0738(98)00145-6
- Bersezio, R., Giudici, M., & Mele, M. (2007). Combining sedimentological and geophysical data for high-resolution 3-D mapping of fluvial architectural elements in the Quaternary Po plain (Italy). *Sedimentary Geology*, 202(1-2), 230-248. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.05.002
- Bertotti, G., Capozzi, R., & Picotti, V. (1997). Extension controls Quaternary tectonics , geomorphology and sedimentation of the N-Apennines foothills and adjacent Po Plain (Italy). *Earth*, 282, 291-301.
- Bonomi, T., & Cavallin, A. (2007). La struttura idrogeologica e le variazioni piezometriche : elementi critici nella gestione delle acque sotterranee. *Giornale Di Geologia*, 5, 125-134. doi:10.1474/GGA.2007-05.0-09.0173
- Bridgland, D. (2004). Biostratigraphical correlation between the late Quaternary sequence of the Thames and key fluvial localities in central Germany. *Proceedings of the Geologists' Association*, 115(2), 125-140. The Geologists' Association. doi:10.1016/S0016-7878(04)80023-3
- Burrato, P., Ciucci, F., & Valensise, G. (2003). An inventory of river anomalies in the Po Plain , Northern Italy : evidence for active blind thrust faulting. *October*, 46(October).
- Calcagno, P., Chilès, J. P., Courrioux, G., & Guillen, a. (2008). Geological modelling from field data and geological knowledgePart I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 147-157. doi:10.1016/j.pepi.2008.06.013
- Carminati, E. (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). doi:10.1029/2002GC000481
- Carminati, E., & Martinelli, G. (2002). Subsidence rates in the Po Plain , northern Italy : the relative impact of natural and anthropogenic causation. *Engineering Geology*, 66, 241-255.
- Carminati, E., Doglioni, C., & Scrocca, D. (2005). Magnitude and causes of long-term subsidence of the Po Plain and Venetian region. *Challenges*, 21-28.
- Chilès, J P, Aug, C., Guillen, A., & Lees, T. (2004). Modelling the Geometry of Geological Units and its Uncertainty in 3D From Structural Data : The Potential-Field Method. *In Practice*, (November), 22-24.
- Cremaschi, M., 1987. Paleosols and Vetusols in the Central Po plain (Northern Italy): Milano, Edizioni

Unicopli, 306 pp.

Heinz, R. & Aigner, T. (2003) Hierarchical dynamic stratigraphy in various Quaternary gravel deposits, Rhine glacier area (SW Germany): implications for hydrostratigraphy. *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)*, 92, 923–938.

Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J.-M., Champagnac, J.-D., Allanic, C., & Burkhard, M. (2008). Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(2), 377-385. doi:10.1007/s00015-008-1271-3

dell'Arciprete, D., Bersezio, R., Felletti, F., Giudici, M., Comunian, A. & Renard, P., 2011, Comparison of three geostatistical methods for hydrofacies simulation: a test on alluvial sediments. *Hydrogeology Journal*. DOI10.1007/s10040-011-0808-0

dell'Arciprete, D., Felletti, F. & Bersezio, R., 2010b, Simulation of fine-scale heterogeneity of meandering river Aquifer Analogues: Comparing Different Approaches. In: P.M. Atkinson and C.D. Lloyd (eds.),

Dogliani, Carlo, Prosser, G., Geodinamica, C., Basilicata, U., & Anzio, V. (1997). Fold uplift versus regional subsidence and sedimentation rate. *Science*, 14(2), 179-190.

Dowd P.A., Pardo-Igúzquiza E. Xu C, 2003, Plurigaou: a computer program for simulating spatial facies using the truncated plurigaussian method, *Computers & Geosciences*, 29 123-141 doi:10.1016/S0098-3004(02)00070-5

Falivene, O, Cabrera, L., & Analysis, B. (n.d.). Statistical grid-based facies reconstruction and modelling for sedimentary bodies . Alluvial-palustrine and turbiditic examples, 199-230.

Falivene, Oriol, Cabello, P., Arbués, P., Muñoz, J. A., & Cabrera, L. (2009). A geostatistical algorithm to reproduce lateral gradual facies transitions: Description and implementation☆. *Computers & Geosciences*, 35(8), 1642-1651. doi:10.1016/j.cageo.2008.12.003

Felletti, F. (2004). Statistical modelling and validation of correlation in turbidites: an example from the Tertiary Piedmont Basin (Castagnola Fm., Northern Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 21(1), 23-39. doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.11.006

Felletti, F., Bersezio, R., Giudici, M., 2006, Geostatistical simulation and numerical upscaling to model ground water flow in a sandy-gravel, braided river aquifer analogue. *J. Sediment. Res.*, 76/11, 1215–1229.

Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. S. C., et al. (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth*, 92, 1-33.

Fleckenstein, J. H., & Fogg, G. E. (2008). Efficient upscaling of hydraulic conductivity in heterogeneous alluvial aquifers. *Hydrogeology Journal*, 16(7), 1239-1250. doi:10.1007/s10040-008-0312-3

Galera, C. (2003). Construction of coherent 3D geological blocks. *Computers & Geosciences*, 29(8), 971-984. doi:10.1016/S0098-3004(03)00085-2

Garzanti, E., Vezzoli, G., & Andò, S. (2011). Paleogeographic and paleodrainage changes during Pleistocene glaciations (Po Plain, Northern Italy). *Earth-Science Reviews*, 105(1-2), 25-48. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.earscirev.2010.11.004

Gibbard, P. L., Head, M. J., & Walker, M. J. C. (2010). Rapid Communication Formal ratification of the Quaternary System / Period and the Pleistocene Series / Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25(September 2009), 96-102. doi:10.1002/jqs

Giudici, M., & Vassena, C. (2010). Simulation of heterogeneity in a point-bar / channel aquifer analogue

Simulazione dell'eterogeneità in un analogo. *Simulation*, 85-96.

geoENVVII—Geostatistics for Environmental Applications, Quantitative Geology and Geostatistics, 16, DOI10.1007/978-90-481-2322-312, SpringerScience, 127-139.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., & Lucha, P. (2008). Impact of halite dissolution subsidence on Quaternary fluvial terrace development: Case study of the Huerva River, Ebro Basin, NE Spain. *Geomorphology*, 100(1-2), 164-179. doi:10.1016/j.geomorph.2007.04.040

Guzzetti, F., Marchetti, M., & Reichenbach, P. (1997). Large alluvial fans in the north-central PO Plain (Northern Italy). *Holocene*, 18, 119-136.

Hofstetter, S., Tinner, W., Valsecchi, V., Carraro, G., & Conedera, M. (2006). Lateglacial and Holocene vegetation history in the Insubrian Southern Alps—New indications from a small-scale site. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15(2), 87-98. doi:10.1007/s00334-005-0005-y

Houben, P. (2007). Geomorphological facies reconstruction of Late Quaternary alluvia by the application of fluvial architecture concepts. *Geomorphology*, 86(1-2), 94-114. doi:10.1016/j.geomorph.2006.08.008

Kaufmann, O., & Martin, T. (2008). 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines. *Computers & Geosciences*, 34(3), 278-290. doi:10.1016/j.cageo.2007.09.005

Keller, G., Matile, G., Thorleifson, H., & Malolepszy, Z. (2002). 3D GEOLOGICAL MODEL OF THE RED RIVER VALLEY, CENTRAL NORTH AMERICA, (Figure 2), 35-38.

Keogh, K. J., Martinius, A. W., & Osland, R. (2007). The development of fluvial stochastic modelling in the Norwegian oil industry: A historical review, subsurface implementation and future directions. *Sedimentary Geology*, 202(1-2), 249-268. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.05.009

Klingbeil, R., Kleineidam, S., Asprien, U., Aigner, T., & Teutsch, G. (1999). Relating lithofacies to hydrofacies: outcrop-based hydrogeological characterisation of Quaternary gravel deposits. *Science*, 129, 299-310.

La, S. (n.d.). Elementi di geostatistica applicata.

Lang, A., Moya, J., Corominas, J., Schrott, L., & Dikau, R. (1999). Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology*, 30(1-2), 33-52. doi:10.1016/S0169-555X(99)00043-4

Le Loc'h, G., Galli, A., 1996. Truncated plurigaussian method: theoretical and practical points of view. Proceedings of the Fifth International Geostatistics Congress, Wollongong '96. Australia, pp. 211-222

Lee, S.-Y., Carle, S. F., & Fogg, G. E. (2007). Geologic heterogeneity and a comparison of two geostatistical models: Sequential Gaussian and transition probability-based geostatistical simulation. *Advances in Water Resources*, 30(9), 1914-1932. doi:10.1016/j.advwatres.2007.03.005

Lemon, a. (2003). Building solid models from boreholes and user-defined cross-sections. *Computers & Geosciences*, 29(5), 547-555. doi:10.1016/S0098-3004(03)00051-7

Ma, F., Wang, Y., Li, Y., Ye, C., Xu, Z., & Zhang, F. (2010). The application of geostatistics in grain size trend analysis: A case study of eastern Beibu Gulf. *Journal of Geographical Sciences*, 20(1), 77-90. doi:10.1007/s11442-010-0077-1

Macklin, M. G., Fuller, I. C., Lewin, J., Maas, G. S., Passmore, D. G., Rose, J., Woodward, J. C., et al. (2002). Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Geology*, 21, 1633-1641.

-
- Maher, E., & Harvey, A. M. (2008). Fluvial system response to tectonically induced base-level change during the late-Quaternary: The Rio Alias southeast Spain. *Geomorphology*, 100(1-2), 180-192. doi:10.1016/j.geomorph.2007.04.038
- Marchetti, M. (2002). Environmental changes in the central Po Plain (northern Italy) due to fluvial modifications and anthropogenic activities. *Geographical*, 44, 361-373.
- Mallet, J.-L., 2002. Geomodelling. Oxford University Press, New York, 624pp.
- Mariethoz, G., Renard, P., Cornaton, F., Jaquet, O., 2009, High-resolution truncated plurigaussian simulations for the characterization of heterogeneous formations. *Ground Water*, 47/1, 13-24.
- Maxey, G.B., 1964, Hydrostratigraphic units. *Journal of Hydrology*, 2, 124 – 129.
- NASSC (North American subcommission on stratigraphic nomenclature), 1983. North American stratigraphic code. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 67: 841-875.
- Niviere, B., & Winter, T. (2000). Pleistocene northwards fold propagation of the Jura within the southern Upper Rhine Graben : seismotectonic implications. *Global and Planetary Change*, 263-288.
- Observation, E. (2007). Technical Note : Co-kriging with the gstat package of the R environment for statistical computing.
- Pellegrini, L., Boni, P., & Carton, A. (2003). Hydrographic evolution in relation to neotectonics aided by data processing and assessment : some examples from the Northern Apennines (Italy). *Iron Age*, 102, 211-217.
- Picotti, Vincenzo, & Pazzaglia, F. J. (2008). A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy). *Journal of Geophysical Research*, 113(B8), 1-24. doi:10.1029/2007JB005307
- Pessina, L., Bersezio, R., Cattaneo, L., Cavalli, E., M., Felletti, F., Giudici, M. & Mele, M., 2011, Modelling complex hydrostratigraphic geometries at the scale of the alluvial architectural elements. *Epitome*, 4, 21.
- Pindaro, V., & Sciences, P. (2008). An application of sequence stratigraphy to Mars : the Eberswalde fan delta. *Advances*, 1, 237-253.
- Plain, P. (2010). Aquifer stratigraphy from the middle-late Pleistocene succession of the Po Basin medio - e tardo pleistocenica del Bacino Padano, 7-19.
- Poizot, E., & Méar, Y. (2008). eCSedtrend: A new software to improve sediment trend analysis☆. *Computers & Geosciences*, 34(7), 827-837. doi:10.1016/j.cageo.2007.05.022
- Q. Wu, H. Xu, X. Zou. An effective method for 3D geological modeling with multi-source data integration. *Computers & Geosciences*, 31 (2005), pp. 35–43
- Ravaglia, A., Seno, S., Toscani, G., & Fantoni, R. (2006). Mesozoic extension controlling the Southern Alps thrust front geometry under the Po Plain, Italy: Insights from sandbox models. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 2084-2096. doi:10.1016/j.jsg.2006.07.011
- Ravazzi, C., Peresani, M., Pini, R., & Vescovi, E. (2007). Il tardoglaciale nelle alpi italiane e in pianura padana . evoluzione stratigrafica , storia della vegetazione e del popolamento antropico. *Sites The Journal Of 20Th Century Contemporary French Studies*, 20(2), 163-184.
- Romagna, E. (n.d.). Trentino Alto Adige 1873 |, 10.

- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI I. & RIO D., 1982. *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica del margine appenninico*. In: G. Cremonini & F. Ricci Lucchi (Eds.) Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide Geologiche Regionali Soc. Geol. Ital., 17-46.
- Ross, M., Parent, M., & Lefebvre, R. (2004). 3D geologic framework models for regional hydrogeology and land-use management: a case study from a Quaternary basin of southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 13(5-6), 690-707. doi:10.1007/s10040-004-0365-x
- Scardia, G., Muttoni, G., & Sciunnach, D. (2006). Subsurface magnetostratigraphy of Pleistocene sediments from the Po Plain (Italy): Constraints on rates of sedimentation and rock uplift. *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12), 1299-1312. doi:10.1130/B25869.1
- Scardia, Giancarlo. (2006). Subsurface magnetostratigraphy of Pleistocene sediments from the Po Plain (Italy): Constraints on rates of sedimentation and rock uplift. *America*, (11), 1299-1312. doi:10.1130/B25869.1
- Schmid, S. M., F◇genschuh, B., Kissling, E., & Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97(1), 93-117. doi:10.1007/s00015-004-1113-x
- Scripts, W. G., & Arcgis, W. (n.d.). Writing Geoprocessing Scripts With ArcGIS. *Access*.
- Stefani, M., & Vincenzi, S. (2005). The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Marine Geology*, 222-223, 19-48. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.029
- S.W. Houlding 1994 3-D Geoscience Modeling: Computer Techniques for Geological Characterisation Springer-Verlag, Berlin (1994), p. 309
- C. Wijns, F. Boschetti, L. Moresi. Inverse modelling in geology by interactive evolutionary computation. *Journal of Structural Geology*, 25 (2003), pp. 1615–1621
- Wu, Q., Xu, H., & Zou, X. (2005). An effective method for 3D geological modeling with multi-source data integration. *Computers & Geosciences*, 31(1), 35-43. doi:10.1016/j.cageo.2004.09.005
- Zamboni, V. (2008). Delineating aquifer geometry within a sequence stratigraphic framework : Evidence from the Quaternary of the Po River Basin , Northern Italy. *Advances*, 1, 1-14.
- Zamboni, V., Marine, S., & Gobetti, V. (2008). Integration of palaeontological patterns in the sequence stratigraphy paradigm : a case study from Holocene deposits of the Po Plain (Italy), 7, 1-13.
- Zamboni, V., Santo, V. D., Cre-casaccia, E., & Anguillarese, V. (2008). Post-LGM sedimentation and Holocene shoreline evolution in the NW Adriatic coastal area, 7, 41-67.
- Zappa, G., Bersezio, R., Felletti, F., & Giudici, M. (2006). Modeling heterogeneity of gravel-sand, braided stream, alluvial aquifers at the facies scale. *Journal of Hydrology*, 325(1-4), 134-153. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.10.016
- Zembo I. Trombino L., Bersezio R., Felletti F. Dapiaggi, M. (2011). Climatic and tectonic controls on pedogenesis and landscape evolution in a Quaternary intramontane basin (Val d'Agri Basin, Southern Apennines, Italy). *Journal of Sedimentary Research*. In press.