



PROVINCIA DI CREMONA

Centro di Documentazione Ambientale



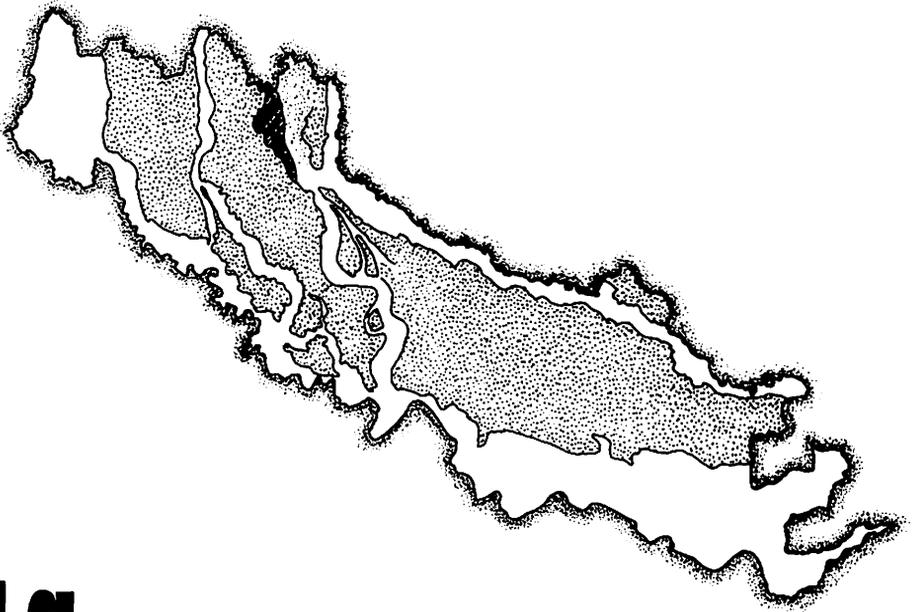
La geomorfologia della provincia di Cremona

Cremona 1995



PROVINCIA DI CREMONA

Centro di Documentazione Ambientale



La geomorfologia della provincia di Cremona

Cremona 1995

1ª ristampa: settembre 2005

Stampato su carta ecologica riciclata bpatinata
Symbol Freeliffe delle cartiere Fedrigoni



Testo:

Giuseppe Malerba - Geologo

Schede didattiche:

Cinzia Galli - Museo Civico di Storia Naturale

Disegni:

Barbara Armanini - Assessorato al Territorio della Provincia di Cremona

Fotografie:

Valerio Ferrari - Assessorato all'Ecologia della Provincia di Cremona

Coordinamento editoriale:

Prismastudio - Cremona

Non è consentita la riproduzione anche parziale del testo e delle tavole senza citarne la fonte e senza l'autorizzazione scritta dell'editore.

Pubblicazione fuori commercio

Definizione di geomorfologia

La geomorfologia, ovvero lo studio e l'interpretazione del rilievo terrestre, rappresenta, fra le scienze naturali, quella disciplina che, nell'ambito della geografia fisica, più si avvicina alla geologia.

Essendoci proposti di fornire in questo "Quaderno" uno strumento agile di consultazione, abbandoniamo le definizioni per entrare nello specifico della materia, che qui limiteremo alla geomorfologia terrestre, ed in particolare a quegli elementi che più caratterizzano l'ambiente della pianura padana.

Il paesaggio della pianura, per la sua natura generalmente piatta e priva di forme a forte contrasto, è dominato da linee orizzontali che non ci suggeriscono, almeno in apparenza, le trasformazioni cui sono soggette; al contrario, l'osservazione di un versante franoso, di un torrente montano o di un ghiacciaio, ci appaiono come fenomeni naturali in grado di produrre variazioni del paesaggio, e ciò perchè sono in grado di farci percepire con maggiore immediatezza l'energia con cui sono in grado di modellare ed alterare continuamente le forme della superficie terrestre.

In realtà, ogni parte della superficie è soggetta a continue trasformazioni, in quanto superficie limite ove interferiscono processi fisici legati all'atmosfera, alla dinamica delle acque superficiali e, anche se apparentemente meno evidenti, tutti quei fenomeni della litosfera che possono essere più propriamente definiti come "processi geodinamici".

Questi tre gruppi di processi agiscono con continuità sulle terre emerse, sotto la spinta della gravità, risultando tra loro combinati nell'alterazione chimico-fisica delle rocce superficiali e nella loro asportazione e trasporto verso il livello di base costituito dal mare con soste più o meno prolungate nelle pianure alluvionali.

Fra gli agenti in grado di produrre trasformazione della superficie terrestre, non si devono dimenticare quelli biologici, fra cui ha assunto nel tempo una sempre maggiore importanza l'attività dell'uomo.

Per avere un quadro sintetico della situazione, si considerino gli scambi di energia e le trasformazioni che si realizzano sulla superficie terrestre: energia dall'esterno, proveniente dal sole, distribuita tra atmosfera, idrosfera, litosfera e biosfera, energia interna della terra, che si manifesta attraverso il flusso di calore verso la superficie: le manifestazioni vulcaniche, quelle meccaniche delle deformazioni della crosta terrestre, spesso liberata attraverso i terremoti.

Tutti i processi geomorfologici lasciano impronte distintive sulle forme della terra e ciascun processo sviluppa un suo insieme caratteristico di for-

me spesso disposte in successione ordinata. In tal modo, osservando oggi la forme prodotte dai vari processi geodinamici, possiamo risalire, dall'analisi di quelle relitte, ai processi che si sono svolti nel passato anche molto remoto.

Gli agenti geomorfologici in pianura padana

Per capire i processi che hanno contribuito a costruire la pianura padana, e che ancora oggi ne producono continui cambiamenti, è opportuno fare un salto indietro nel tempo, e ripercorrere fin dall'inizio l'era quaternaria, cioè il periodo di cui stiamo osservando gli ultimi momenti.

Le catene alpina ed appenninica si erano già formate, per sollevamento, nell'era terziaria precedente e circondavano su tre lati un grande golfo marino, corrispondente all'attuale pianura padana, col quale il mare Adriatico si spingeva fino all'altezza dell'attuale città di Torino.

Le catene montuose, fin dalla loro formazione, subirono una intensa opera di demolizione da parte degli agenti atmosferici e si produssero così grandi quantità di detriti rocciosi che vennero trasportati verso il mare, contribuendo in misura preponderante a colmare di sedimenti il golfo padano, la cui definitiva emersione si deve anche alle variazioni climatiche che produssero l'abbassamento del livello marino.

In seguito, i detriti rocciosi prodotti continuamente a monte dai fenomeni erosivi, trasportati verso valle dai ghiacciai e dai corsi d'acqua, continuarono a depositarsi e ad innalzare il livello della pianura in un ambiente per lo più continentale, nel quale si andava definendo il primitivo livello della pianura.

Nella spessa coltre di detriti alluvionali che si andava accumulando, si sono determinati fenomeni di abbassamento, dovuti in parte all'assestamento prodotto dal carico e dalla compressione, ma anche movimenti dovuti ai continui ripiegamenti degli strati più profondi della crosta terrestre che hanno fatto sentire il loro effetto anche in superficie.

Alla superficie, i depositi alluvionali subiscono continui rimaneggiamenti soprattutto sotto l'azione dei corsi d'acqua; questi sono infatti costretti a cambiare continuamente il loro corso, aprendosi nuove vie fra i detriti depositati in precedenza e che ne hanno intasato gli alvei, innalzandoli sulla pianura circostante, oppure, in virtù dei più estesi movimenti della crosta terrestre che determinano oscillazioni fino alla superficie e che condizionano gli andamenti fluviali su più vasta scala.

Le fasi ed i fenomeni che abbiamo brevemente delineato, che hanno

determinato la trasformazione del golfo marino in una pianura alluvionale, così come essa appare oggi ai nostri occhi, si sono verificati a partire dall'inizio dell'era quaternaria, che continua tuttora ed il cui inizio viene fatto risalire a circa 1.500.000 anni fa.

Per completare il quadro complessivo dei fenomeni che hanno direttamente influenzato l'attuale assetto morfologico della pianura, non possiamo trascurare due eventi da molti considerati caratterizzanti la nostra era: le glaciazioni e, specialmente nell'ultima fase, la comparsa dell'uomo.

Le glaciazioni

Gli eventi glaciali, di cui si conservano tracce vistose ai margini della pianura, allo sbocco della valli alpine, si sono verificati nella seconda metà dell'era quaternaria.

Nell'intero periodo si verificarono frequenti e importanti variazioni climatiche che si risolsero in periodi detti glaciali, con temperatura più fredda e abbondanti precipitazioni, intervallati a periodi detti interglaciali, caratterizzati da temperature superiori e più scarse precipitazioni.

Durante il periodo glaciale l'arco alpino si ricopre lentamente di una spessa coltre di ghiaccio con lingue glaciali che invadono le principali vallate producendo sul fondo delle stesse e lungo i loro versanti una massiccia azione erosiva, di trasporto e di modellamento della massa di detriti e conferendo alle valli il tipico profilo a "U". Sul fondo, lungo i fianchi e allo sbocco delle vallate, le lingue glaciali accumulano, durante il lento movimento a valle, grandi masse di detriti che prendono il nome di "morene".

Successivamente alla massima espansione delle glaciazioni, con l'aumento della temperatura e la diminuzione delle precipitazioni, i ghiacciai si ritirano lentamente verso monte, abbandonando lungo i loro percorsi nelle valli e al loro sbocco in pianura, sotto forma di morene, i detriti che avevano precedentemente asportato e modellato. Queste assumono diverse denominazioni in relazione alla loro origine e posizione, quali "mediane", "laterali", "di fondo" e "frontali"; queste ultime, costituite da colline di forma arcuata, poste trasversalmente alla valle allo sbocco della stessa in pianura, segnano ancora oggi ai margini della pianura, con la loro morfologia caratteristica e ben riconoscibile, i limiti raggiunti dai ghiacci durante la loro discesa. Più lunga è la permanenza dei ghiacci e maggiore è la mole dei detriti accumulati sotto forma di morene frontali. Nel corso della glaciazione e durante il successivo periodo "caldo", le acque di scioglimento delle nevi e dei ghiacci trasportano a valle attraverso i fronti glaciali molti dei materia-

li morenici, costituendo così depositi alluvionali di spessore decrescente dall'alta alla bassa pianura.

Allo sbocco in pianura delle valli, i corsi d'acqua hanno così prodotto la formazione delle grandi conoidi di detriti alluvionali; queste, innestandosi al loro apice nelle cerchie moreniche, si aprono a ventaglio verso la pianura pedemontana. I materiali che le costituiscono sono mediamente più grossolani a monte, dove definiscono pacchi di strati a più forte spessore, vicino alle aree di alimentazione e presentano granulometrie via via decrescenti, dalle ghiaie alle sabbie, ai limi e alle argille verso valle, dove gli spessori complessivi sono più contenuti.

L'osservazione delle forme morfologiche ha consentito di riconoscere lungo la catena alpina le impronte caratteristiche di cinque successive fasi di espansione glaciale; con la ripetizione dei cicli climatici nelle stesse aree, le forme conseguenti si sono via via sovrapposte in modo che quelle precedenti sono state parzialmente o totalmente cancellate o ricoperte da quelle successive, tanto che lungo il versante meridionale alpino risultano praticamente cancellate le forme relative ai primi due eventi.

Se risulta difficoltoso attribuire le impronte morfologiche vallive ai singoli eventi glaciali succedutisi, ciò risulta relativamente più semplice per le cerchie moreniche frontali e per i prodotti della sedimentazione a valle; queste, in relazione ai diversi tempi di permanenza dei ghiacci allo sbocco delle valli nella pianura, via via più limitati per quanto riguarda almeno le ultime tre glaciazioni, sono riconoscibili attraverso rilievi collinari (cerchie moreniche) aventi un'impronta arcuata con la concavità rivolta verso monte, fra loro distinti e sub-paralleli.

Ognuno dei complessi delle cerchie moreniche assume la denominazione di "anfiteatro morenico", nel quale le cerchie più esterne individuano le posizioni raggiunte dalle fronti glaciali che le hanno prodotte. Lungo il versante sud delle Alpi, da un punto di vista strettamente morfologico, gli "anfiteatri" sono generalmente costituiti da tre cerchie moreniche: la più esterna, attribuita alla glaciazione Mindel, quella intermedia relativa all'evento glaciale Riss, e quella più interna che definisce l'apparato deposizionale della più recente delle tre glaciazioni, quella würmiana.

Si individua quindi che nella successione dei tre ultimi eventi glaciali (Mindel => Riss => Würm) l'intensità e la durata di questi fenomeni è stata decrescente e tale da non consentire ai successivi di raggiungere ed obliterare completamente gli apparati deposizionali frontali dei precedenti, mentre l'insieme complessivo di questi apparati non ci consente di riconoscere, in quanto sepolte, le tracce degli eventi glaciali precedenti (forse due denominati rispettivamente Donau e Gunz).

Negli anfiteatri morenici, gli apparati deposizionali più interni e recenti sono quelli meglio conservati, anche in virtù del fatto che i processi erosivi operano da meno tempo al loro smantellamento; quelli più esterni, al contrario, oltre ad avere subito per più tempo gli effetti erosivi, sono stati soggetti, specialmente nelle loro porzioni mediane, ad una massiccia opera di demolizione da parte delle forti correnti fluviali delle acque provenienti dalle fronti glaciali interne nella loro discesa a valle.

Proseguendo nella descrizione dei fenomeni che hanno contribuito a determinare l'assetto morfologico della pianura, si può passare da quelle delle zone di prevalente "alimentazione detritica" a quelli di costruzione della vera e propria pianura, ove si distinguono le "conoide alluvionali" ed i depositi alluvionali dell'alta e bassa pianura. I corsi d'acqua in uscita dalle valli o dalle cerchie moreniche carichi di detriti operano una prima deposizione dei materiali più grossolani, costruendo così grandi apparati deposizionali aperti a ventaglio sui quali gli alvei fluviali spostano rapidamente il proprio corso entro i loro depositi recenti con traiettorie disposte secondo i raggi del ventaglio. Alla base delle conoidi, là dove il corso d'acqua esaurisce gran parte della propria energia in virtù della diminuzione delle pendenze, l'entità dei depositi alluvionali si fa più modesta ed ha inizio la pianura alluvionale, in cui è possibile distinguere un'**alta pianura**, dove sono ancora riconoscibili le singole conoidi, ed una **bassa pianura**, dove gli andamenti morfologici sono più uniformi e pianeggianti. Procedendo dalla conoide verso l'alta e bassa pianura, i materiali che costituiscono le alluvioni diventano generalmente meno grossolani, passando dalle ghiaie, alle sabbie, ai limi ad alle argille.

Il quadro espresso, pur se molto schematico, può essere assunto come modello di riferimento entro cui collocare tutti gli aspetti dinamici legati tanto alla formazione della pianura che alla sua evoluzione morfologica, nella quale assume particolare importanza la dinamica delle acque superficiali e sotterranee che così intensamente hanno condizionato e condizionano le attività dell'uomo.

Si deve inoltre precisare che, se le fasi di forte produzione detritica si possono far coincidere con gli eventi glaciali, "una fase per ogni evento", anche la formazione della pianura, di cui è stato dianzi brevemente indicato il meccanismo, è stata definita con altrettanti cicli di riempimento o alluvionamento il cui risultato viene individuato con la denominazione di alluvioni fluvio-glaciali e fluviali a valle degli anfiteatri morenici.

Si distinguono pertanto, a partire dalle zone degli "anfiteatri" e procedendo verso valle, depositi fluvio-glaciali e fluviali attribuiti a ciascuno dei diversi eventi glaciali.

Alla superficie delle formazioni moreniche e dei depositi fluvio-glaciali e fluviali corrispondenti, nel corso dei successivi lunghi periodi interglaciali, a causa del complesso dei fenomeni chimico-fisico-biologici che si producono nello strato superficiale dei detriti (pedogenesi), si sviluppano dei suoli dalle cui diverse caratteristiche è stato possibile ricostruire le condizioni climatiche dell'ambiente entro il quale si sono prodotti.

Le formazioni fluvio-glaciali e fluviali con i rispettivi suoli di copertura, per quanto riguarda almeno gli ultimi tre eventi glaciali, sono distinguibili nella zona marginale esterna delle cerchie moreniche, mentre, procedendo verso valle, giacciono in linea di massima sepolti in successione abbastanza regolare secondo l'ordine di deposizione; in profondità, le alluvioni mindelliane, sepolte al di sotto di quelle rissiane, a loro volta ricoperte da quelle würmiane. Queste ultime costituiscono l'attuale livello superficiale e definiscono il piano fondamentale di riferimento della pianura, altrimenti denominato "Piano Generale Terrazzato".

Le alluvioni würmiane rappresentano quindi, in ordine di tempo, l'ultimo e più recente livello detritico fluvio-glaciale e fluviale di copertura della pianura padana, alla cui superficie si possono individuare le impronte degli eventi che si sono succeduti nel tempo e di cui si può seguire l'evoluzione fino ad oggi con una certa continuità.

Sui depositi würmiani, per lo più freschi e incoerenti, si è impostato uno suolo a colorazione bruna e dalla profondità, relativamente modesta, di circa un metro; quest'ultimo costituisce, per gran parte della pianura padana e quasi integralmente per la nostra provincia, la superficie coltivata ove l'uomo, nel tempo, con le proprie molteplici attività, ha più profondamente influenzato l'aspetto naturale del paesaggio, talora modificandolo profondamente.

I loess

Nel corso del periodo che comprende le glaciazioni, si è determinata la formazione di questi depositi di origine eolica denominati appunto "loess". La loro presenza viene segnalata nelle aree periglaciali ed attribuita all'asportazione da parte del vento dei detriti a granulometria molto fine dalle superfici appena abbandonate dai ghiacciai in fase di ritiro, quando queste sono ancora prive di una vegetazione protettiva.

Il vento, lambendo le vaste superfici denudate, asporta le particelle più fini, con dimensioni comprese tra 1/16 ed 1/32 di mm., depositandole anche a grande distanza dalle zone marginali a quelle glaciali e costituendo così depositi in forma di lenti e talora con locali accumuli in forma di dune, ben



Sezione di un deposito alluvionale würmiano essenzialmente sabbioso

distinguibili per la omogeneità granulometrica e l'assenza di gradazione nello strato.

Alla superficie dei depositi loessici, la successiva alterazione pedogenetica ha prodotto suoli di colorazione rossa, tipici dei climi caldi, che ne ha fatto attribuire la probabile formazione ai periodi interglaciali.

Tali depositi, che assumono particolare rilievo per la grande consistenza del fenomeno nelle steppe dell'Asia Centrale, al centro del Continente Nord-Americano, nell'Europa Centrale e nella Cina settentrionale, vengono segnalati anche negli anfiteatri morenici prealpini piemontesi, lombardi e veneti, dove in particolare, tra quelli attribuiti al periodo post-glaciale würmiano, si ricordano quello dell'anfiteatro di Rivoli, sulla collina di Torino, quelli della Brianza, che ricoprono la morena rissiana, e quello dalla tipica colorazione biancastra e giallastra dell'anfiteatro del Garda, ove localmente si è riscontrato uno spessore del deposito superiore ai 10 metri.

I depositi eolici assumono in pianura padana un'importanza molto relativa, essendo la loro presenza segnalata esclusivamente entro lembi ristretti delle cerchie moreniche più esterne, mentre altrove, nelle aree europee ed extraeuropee dianzi segnalate, rappresentano suoli di rilevante importanza per la loro fertilità.

Geomorfologia della provincia di Cremona

Il territorio provinciale cremonese si sviluppa con andamento NO-SE dalla media alla bassa pianura padana; esso si sviluppa nella fascia di pianura compresa fra Adda e Oglio, limitata a sud dall'alveo del Po.

Nell'area cremasca, che ne rappresenta la porzione nord-occidentale, il territorio è attraversato dal fiume Serio, corso d'acqua, quest'ultimo, che, diversamente dai primi due, presenta un andamento pressochè meridiano.

La porzione di pianura considerata presenta un assetto morfologico fondamentalmente caratterizzato dalla assenza di rilievi o depressioni; essa si sviluppa sul ripiano alluvionale würmiano (Piano Generale Terrazzato) che presenta una blanda ed univoca pendenza in direzione SSE verso l'asse padano; si scende infatti, considerandone le quote assolute, dai 105 m dei confini nord-occidentali ai 23 m di quelli sud-orientali. L'acclività della superficie si manifesta con valori gradualmente decrescenti e variabili dallo 0,8+1‰ dell'area cremasca allo 0,2+0,3‰ di quella cremonese e casalasca.

La pianura viene interrotta esclusivamente da forme morfologiche secondarie, che ne costituiscono gli unici elementi di movimento del paesaggio;

questi elementi sono rappresentati da forme negative (depressioni) come le valli fluviali e da forme positive (rilevate) costituite da blandi rilievi a superficie sub-pianeggiante, di forma variabile, individuati come frammenti di antiche superfici rissiane e mindeliane che testimoniano i cicli morfogenetici precedenti a quello würmiano.

Le forme negative: valli fluviali

Tali forme sono rappresentate con un certo risalto dalle depressioni vallive terrazzate dei fiumi Adda, Serio, Oglio e del Po, esse definiscono vere e proprie incisioni relativamente profonde e di ampiezza variabile che si sviluppano attraverso la pianura e la cui dimensione è direttamente proporzionale alla portata dei corsi d'acqua che le hanno prodotte.

Queste tipiche strutture morfologiche si ripropongono con tipologia pressochè analoga per tutti i nostri fiumi; esse sono costituite da ripiani terrazzati che si sviluppano all'interno della valle fluviale al di sopra del letto attuale del corso d'acqua, raccordati fra loro da scarpate. Fra le quali quella principale e più esterna e definisce il passaggio al già citato ripiano fondamentale della pianura, di età würmiana (P.G.T.).

La prima profonda incisione del P.G.T., con la formazione delle scarpate più marcate e più esterne, è stata prodotta da un primo ciclo erosivo in età post-glaciale, all'inizio dell'Olocene, in seguito, l'alternarsi di periodi a prevalente deposito o erosione ha fatto sì che i corsi d'acqua determinassero all'interno delle rispettive valli ulteriori, anche se meno marcati, terrazzi.

Ciascuno dei ripiani terrazzati rappresenta un antico letto abbandonato del corso d'acqua; quest'ultimo, in una successiva fase erosiva, ha determinato l'approfondimento dell'alveo e la formazione di un successivo ampio letto ribassato e incastrato nel precedente.

Nel caso specifico delle valli dei nostri fiumi, prodotte esclusivamente entro rocce detritiche sciolte, questi ripiani si definiscono propriamente "terrazzi alluvionali"; essi sono limitati verso il fiume da una scarpata, lungo la quale è generalmente possibile effettuare osservazioni sulla natura litologica dei detriti o alluvioni di cui il fiume stesso aveva operato la sedimentazione in una sua precedente fase deposizionale. Si potrà così constatare che tali materiali, a bassa coerenza o molto spesso sciolti (in relazione all'abbondanza percentuale di sedimenti fini limosi e/o argillosi che impastano le sabbie o le ghiaie), possono venire facilmente asportati dalle acque del fiume con conseguenti continue variazioni, oltre che del tracciato fluviale, della posizione e dell'andamento di tali scarpate.

I terrazzi alluvionali vengono così distinti cronologicamente: quello più antico, posto a quota più elevata, viene indicato come terrazzo del primo ordine, quello successivo del secondo ordine, e così via fino al letto attuale del fiume. Si possono anche correlare i diversi ordini di terrazzi posti in destra e sinistra idrografica della valle fluviale utilizzando per lo più un criterio altimetrico con l'aiuto di una carta topografica o, ancor meglio, di sezioni trasversali alla incisione fluviale.

La formazione di tali strutture vallive a terrazzi è quindi riconducibile a fenomeni climatici che hanno caratterizzato, successivamente alle già menzionate grandi glaciazioni, le nostre regioni.

L'alternarsi di periodi con temperature più o meno fresche ha determinato per i corsi d'acqua una successione di fasi a prevalente accumulo detritico nei fondi valle, durante i quali i fiumi non erano in grado di evacuare completamente il materiale, e ciò in quanto parzialmente privati delle acque di precipitazione trattenute a monte sotto forma di ghiaccio. Al contrario, nel corso di un successivo periodo meno fresco, l'abbondanza di acqua nei fiumi, derivante sempre dalle precipitazioni ed incrementata dalle acque di fusione, favoriva, con l'aumento della portata, una loro maggiore capacità erosiva e quindi l'incisione dei depositi alluvionali prodotti in precedenza.

Questo meccanismo ha contribuito a determinare le situazioni che abbiamo descritto, almeno per quanto riguarda l'assetto morfologico più tipico dei nostri corsi d'acqua principali.

Le variazioni climatiche di lungo periodo, pur costituendo il fattore genetico determinante di tale morfologia, non ne rappresentano l'unico. Si devono quindi almeno citare altre fenomenologie che, oltre a contribuire in modo sostanziale a tali definizioni morfologiche, possono introdurre variazioni al modello descritto. Fra queste assumono particolare rilievo tutte quelle situazioni che, influenzando l'evoluzione della sezione longitudinale del fiume, ne coinvolgono l'intero corso; questo tende sempre a raggiungere quello che viene definito il "profilo di equilibrio" di un corso d'acqua, cioè quella linea che raccorda il punto iniziale, più elevato, al suo livello di base. Tali punti sono rappresentati, limitatamente ai nostri fiumi, dalla sorgente e dal mare per quanto concerne il Po, dalla sorgente e dalla foce in Adda per il Serio, dall'uscita dai laghi alpini e dalle rispettive confluenze in Po per Adda e l'Oglio. Ciascun corso d'acqua tende infatti a regolarizzare il proprio profilo per raggiungere l'equilibrio rappresentato da una curva la cui pendenza varia con buona regolarità dal punto più alto al livello di base. I profili dei corsi d'acqua naturali hanno generalmente una forma concava verso l'alto, quindi una pendenza decrescente tra la sorgente e la foce.

Variazioni di origine naturale o antropica che in qualsiasi modo modi-

fichino tale profilo innescano nella corrente, con l'aumento o la diminuzione della velocità, capacità erosiva o deposizionale tale da consentire al fiume di ristabilire un nuovo profilo di equilibrio. Ciò comporta che un fenomeno anche locale possa determinare variazioni nell'assetto dell'alveo anche a notevole distanza.

A riguardo, al di là dei movimenti tettonici che possono influenzare tali situazioni a scala regionale, si possono citare, tra le cause naturali, le variazioni del livello medio del mare, quelle di portata o del trasporto solido e quelle non infrequenti della rete idrografica. Altrettanto determinanti sono quelle di origine antropica, che tendono a modificare profondamente le condizioni naturali dei fiumi: opere di difesa spondale, condizionamenti più o meno pesanti del corso naturale del fiume, restringimenti e allargamenti degli alvei, costruzione di traverse al servizio di manufatti (ponti) o opere di presa, escavazioni in alveo per il reperimento di materiali inerti.



La netta incisione della valle del Serio, a Montodine, non presenta piani intermedi tra l'orlo di terrazzo che definisce il livello fondamentale della pianura ed il fondovalle, ma un unico salto di livello di oltre 10 metri di altezza. La ristrettezza relativa del solco fluviale indica la non lunga permanenza del Serio in questa sede confermando, come è noto, l'importanza assai maggiore di un'altra valle, ora relitta, occupata da tempo immemorabile dallo stesso corso d'acqua ed abbandonata solo in epoca medievale.

Valli relitte e valli morte

Tra le forme negative devono essere ricordate le valli relitte e le valli morte, e ciò in quanto di entrambe esistono esempi nella porzione di pianura corrispondente alla nostra provincia.

Le valli relitte sono rappresentate da depressioni poco accentuate che si allungano attraverso la pianura con andamento spesso sinuoso; esse sono riconducibili ad antichi percorsi pleistocenici dei corsi d'acqua, in seguito abbandonati per ragioni non sempre chiaramente individuabili, ma che potrebbero essere connesse con movimenti tettonici o, più semplicemente, con fenomeni di sovralluvionamento degli alvei che ne hanno determinato la pensilità e la conseguente variazione del percorso.

Lungo i margini esterni delle valli relitte, le antiche scarpate sono talora ancora rilevabili, mentre in altri casi esse si sono ridotte a superfici debolmente acclivi di passaggio alle blande depressioni lungo le quali è marcatamente sviluppato il reticolato idrografico drenante coincidente con quello di colatori e canali irrigui.

Con la denominazione di valli morte si intendono quelle valli fluviali che, per diverse ragioni, sono state abbandonate dal corso d'acqua in età olocenica ed entro le quali, di conseguenza, si è interrotta la normale evoluzione morfologica fluviale che abbiamo già descritto in precedenza. Tale morfologia è in questi casi ancora chiaramente individuabile in virtù del minor lasso di tempo intercorso.

Questa denominazione viene attribuita indipendentemente dalle cause che hanno determinato la variazione e ne hanno causato l'abbandono da parte del corso d'acqua. Un fiume può infatti abbandonare la valle entro cui scorre:

- a causa di uno sbarramento naturale;
- per la formazione di un sistema di drenaggio sotterraneo in regioni dove sono presenti rocce calcaree superficiali;
- per una diminuzione degli afflussi meteorici che determina un abbassamento della falda al di sotto del piano di campagna;
- per un fenomeno glaciale che causa lo sviluppo di un nuovo corso fluviale e l'abbandono di quello precedente, oppure, ed è questa la causa più frequente della formazione delle valli morte, almeno nella pianura;
- per fenomeni di cattura operata da altri corsi d'acqua.

Si verifica infatti che un corso d'acqua, a causa di movimenti tettonici,

o anche più semplicemente per lo spostamento dell'alveo dovuto a massicci sovralluvionamenti prodotti entro la propria valle a cassetta, spostati il proprio corso lateralmente, producendo una marcata erosione dei terrazzi entro cui è incassato. L'arretramento delle scarpate laterali può pertanto arrivare a produrre l'avvicinamento ad un'analogha valle di un corso d'acqua ad andamento pressochè parallelo; la causa determinante della cattura potrà essere un evento di piena dell'uno o dell'altro dei fiumi, nel corso del quale l'energia della corrente determina lo sfondamento del diaframma fra le due valli.

Può così avvenire che, cessato l'evento eccezionale, ciascuno dei due fiumi riprenda il normale andamento nella rispettiva valle; più spesso, però, in relazione soprattutto alla probabile differenza di quota dei due alvei in corrispondenza della sezione di contatto, quello più depresso finisce per catturare definitivamente l'altro.

Nel periodo successivo alla cattura, ciascuno dei due fiumi dovrà adattarsi alla nuova situazione; il primo, che ha prodotto la cattura, dovrà adeguare il proprio alveo alla maggiore portata; per il secondo, catturato, inizierà una fase di erosione regressiva che si propagherà dal punto di cattura verso monte fino a quando non si sarà stabilito un nuovo equilibrio con la formazione di un nuovo profilo longitudinale.

Il tratto a valle del corso d'acqua che ha subito la cattura cessa da quel momento di subire modificazioni e si trasforma in una valle morta, dove l'alveo fluviale e la relativa valle manterranno indisturbate le proprie forme caratteristiche nel tempo.

Nel nostro territorio, un esempio di valle morta è rappresentato dal "Serio di Grumello". L'antica valle del Serio, ancora ben definita nelle sue strutture con la presenza di scarpate morfologiche di passaggio tra la pianura würmiana e la valle fluviale, si sviluppa tra Pizzighettone, Grumello Cremonese e Acquanegra; a valle di quest'ultima località, il Serio sfociava direttamente nel Po prima che l'Adda ne operasse la cattura ad est di Pizzighettone. Questa valle morta si presenta ben scolpita entro le alluvioni del piano fondamentale della pianura, entro il quale si sviluppa per poco meno di una decina di chilometri, mediamente ribassata di 3+4 m rispetto a quest'ultimo, con orli di scarpata che riproducono lungo i margini l'impronta degli antichi meandri fluviali.

Ulteriore esempio di valle morta è rappresentato dal cosiddetto Serio morto di Castelleone; in questo caso, il corso d'acqua, probabilmente in seguito a movimenti tettonici olocenici tardivi, ha subito una deviazione verso ovest che lo ha portato, qualche chilometro a sud di Crema nei pressi della località Madignanello, ad aprirsi un nuovo alveo che mantiene andamento subparallelo al precedente, fino all'attuale confluenza in Adda



Il margine occidentale della valle relitta del "Serio di Castelleone", meglio conosciuta come valle del Serio Morto, mostra il caratteristico andamento a festoni che riproduce l'impronta degli antichi meandri fluviali scolpita entro le alluvioni della pianura würmiana. Al piede del terrazzo morfologico e sul piano delle alluvioni di fondo valle si individuano ancora residui tratti di alveo che indicano nella loro successione l'intero tracciato fluviale, particolarmente complicato da innumerevoli circonvoluzioni, confluyente con l'Adda all'altezza dell'attuale abitato di Pizzighettone.

all'altezza di Montodine. Il fiume, che già aveva in precedenza abbreviato il proprio corso di una decina di chilometri in seguito alla dianzi descritta cattura da parte dell'Adda, ha così ulteriormente abbandonato un tratto d'alveo di circa 20 km, sostituendolo con un nuovo percorso di circa 7 km.

Questa valle morta del Serio, decisamente più incassata della prima nelle alluvioni würmiane, presenta caratteristiche morfologiche analoghe a quelle generalmente già citate per le valli fluviali a cassetta della pianura, con orli a festoni ben scolpiti nei detriti alluvionali circostanti e più ordini di terrazzi. Lungo il più depresso di questi ultimi, a fondo piatto, sia pure in modo discontinuo ed a tratti rettificato da successivi interventi antropici, è ancora rilevabile il tracciato dell'alveo, oggi ridotto a colatore della depressione valliva.

Nelle zone più depresse delle valli morte, corrispondenti ai tratti d'alveo oppure a precedenti meandri abbandonati, il permanere di acque stagnanti ha favorito l'insediamento di una ricca vegetazione palustre che ha dato origine a ricchi giacimenti di torbe quali quelli da tempo sfruttati nei pressi di Oscasale.

Gli agenti morfologici degli alvei a meandri

Il tracciato a meandri è quello più tipico dei corsi d'acqua nei tratti d'alveo che attraversano il nostro territorio; non possiamo quindi trascurare questa originale manifestazione della morfologia fluviale. Si tratta delle anse che si susseguono con una certa regolarità lungo un tratto del corso d'acqua; esse si organizzano in genere in curve regolari delle quali si possono individuare veri e propri elementi geometrici come lunghezza, ampiezza e raggio di curvatura che presentano una certa proporzionalità con la larghezza media dell'alveo e quindi con la portata del fiume. Analizzando tali parametri si può constatare che le dimensioni dei meandri dipendono anche dalle caratteristiche granulometriche dei materiali che il corso d'acqua può trasportare.

In ordine alla formazione dei meandri si rileva che un corso d'acqua sviluppa tale andamento quando è pressochè in equilibrio, ovvero con una moderata tendenza al deposito o all'erosione. L'evoluzione di tale andamento si verifica ad opera della corrente, quando, per una qualsiasi ragione, questa, spostandosi verso la sponda, inizia un'azione di erosione laterale e, nello stesso tempo, in corrispondenza della sponda opposta, la minore velocità della corrente determina il deposito dei sedimenti.

Ha così inizio un fenomeno che, rendendo asimmetrica la sezione dell'alveo del fiume, tende ad accentuare la concavità della sponda in erosione e nello stesso tempo la convessità di quella opposta, dove si definisce una prevalente opera di deposito. Più a valle, la zona di maggior velocità e turbolenza della corrente viene rimandata verso la sponda opposta, producendo un fenomeno analogo al precedente, ma sulle sponde invertite.

Il meccanismo è tale che le anse si vanno formando l'una in conseguenza dell'altra per cui le curve tendono a subire una continua accentuazione e ciò fino a quando due anse si troveranno tanto vicine da toccarsi e produrre il salto del meandro; spesso quest'ultimo fenomeno si verifica nel corso di un evento di piena, quando il livello idrometrico sale fino a superare quello delle sponde, così che la corrente possa concludere velocemente la lenta ope-



La scarpata morfologica che definisce la valle del Serio dal livello fondamentale della pianura, a Ripalta Arpina, mostra con evidenza l'andamento lunato del suo profilo, scolpito nei depositi alluvionali da un meandro del fiume.

Quest'ultimo, agendo in modo analogo nei diversi punti della valle fluviale anche attraverso un processo di divagazione più o meno accentuato, finisce per allargarla via via adeguandola alle proprie dimensioni ed alla propria portata alle quali risultano normalmente proporzionati lunghezza, ampiezza e raggio di curvatura dei meandri.

ra erosiva del fiume con l'escavazione di un nuovo breve tratto d'alveo che raccorda le due anse.

I salti dei meandri producono l'abbandono da parte della corrente di tratti d'alveo dalla forma arcuata che prendono il nome di meandri morti, lanche o mortizze. Gli ambienti di lanca, tipici delle nostre zone perifluviali, mantengono per alcuni anni il loro iniziale aspetto fluviale, si vanno poi via via trasformando in paludi, di cui gli apporti solidi delle correnti di piena rallentate dall'abbondante vegetazione palustre, fanno rapidamente scomparire le tracce.

Dal punto di vista della dinamica fluviale il salto del meandro, con la repentina eliminazione di un tratto d'alveo, accorcia la lunghezza dell'asta fluviale favorendo l'aumento della velocità della corrente in quel punto ed un lento accentuarsi della capacità erosiva che si trasmette verso monte.

L'evoluzione morfologica di un corso d'acqua a meandri può quindi produrre nel tempo modificazioni anche profonde dell'assetto fluviale, specialmente quando, come per i nostri fiumi, i detriti alluvionali si presentano sciolti o con scarsa coerenza. Il fiume finisce quindi per movimentare continuamente i propri detriti, riprendendo da una parte, con le proprie azioni erosive, ciò che aveva in precedenza deposto dall'altra. Si parla allora di un assetto fluviale a "meandri liberi".

Le morfologie fluviali dianzi esaminate possono essere facilmente osservate su una carta topografica prima di procedere alla scelta delle aree da destinare ad osservazioni dirette. Anche in questo caso si potrà constatare come l'intervento dell'uomo abbia condizionato i processi naturali cercando di incanalare e correggere per i propri scopi l'andamento del corso d'acqua. Valga per tutti l'esempio del Po, lungo le cui sponde, negli ultimi decenni, sono state eseguite opere di rivestimento contro l'azione erosiva e pennelli destinati a correggere la direzione di flusso della corrente, ciò nell'intento di fissarne definitivamente il tracciato. Tali opere hanno costituito di fatto un ostacolo alle naturali divagazioni del corso d'acqua, questo, non trovando ostacoli lungo le sponde artificiali, costretto a scorrere in uno stretto "canale" a lunghezza prefissata, non potendo dissipare la propria naturale energia attraverso l'erosione della sponda, lo ha fatto a spese dei materiali di fondo, producendo un anomalo e vistoso abbassamento dell'alveo.

Trattandosi per il fiume Po del corso d'acqua principale che funge da livello di base per tutti i suoi affluenti, l'abbassamento dell'alveo non può e non potrà che innescare fenomeni erosivi lungo i rimanenti corsi d'acqua.

Strutture positive: i dossi di pianura

La grande pianura würmiana, definita in precedenza come il livello topografico fondamentale di riferimento entro cui sono scolpite le valli attuali dei corsi d'acqua, quelle relitte e quelle morte, è talora interrotta anche da forme morfologiche rilevate di particolare interesse.

Si tratta di dossi più o meno sensibilmente sopraelevati sulla pianura circostante, ad impronta generalmente allungata in direzione meridiana, a superficie subpianeggiante oppure debolmente ondulata e debolmente inclinata verso l'asse padano.

Alla loro superficie si presentano in affioramento suoli antichi che contrastano nettamente con quelli più recenti e freschi posti a copertura delle alluvioni würmiane circostanti i pianalti. Gli affioramenti di tali antichi lem-

bi sopraelevati sono posti in corrispondenza di strutture positive sepolte al di sotto della spessa coltre alluvionale; le ulteriori fasi orogenetiche tardive prodottesi entro le strutture profonde nel corso del Plistocene hanno interessato la coltre alluvionale quaternaria, producendo i loro effetti fino alla superficie.

Il maggiore tra tali rilievi di superficie che è possibile osservare è quello generalmente definito come "pianalto di Romanengo". Il lembo presenta una lunghezza nord-sud di circa 10 km e una larghezza massima nella zona mediana di 3 km; esso si eleva di una decina di metri sulla circostante pianura tra il corso attuale del fiume Serio e quello del fiume Oglio, avendo lungo il maggior sviluppo dei versanti occidentale e orientale scarpate piuttosto nette di passaggio alla piana würmiana ed al contrario un passaggio sfumato, attraverso superfici a debole pendenza o leggermente ondulate, verso settentrione, a nord della località Melotta ed, almeno in parte, all'estremità meridionale a sud dell'abitato di Ticengo.

L'estesa area così individuata è quasi uniformemente costituita da un deposito alluvionale legato alla glaciazione mindeliana che, in relazione alla posizione sopraelevata, non ha subito la copertura da parte dei depositi alluvionali rissiani e würmiani che solo in tempi successivi si sono succeduti a determinare l'ulteriore innalzamento della pianura. Il pianalto rappresenta quindi la testimonianza di un antico livello della pianura al cui orizzonte superficiale si rilevano gli effetti delle caratteristiche trasformazioni pedogenetiche intervenute nelle alluvioni esposte agli eventi climatici dei successivi periodi interglaciali.

Nel caso in esame, le alluvioni, alla cui superficie sono stati riconosciuti livelli di apporto eolico (loess), hanno subito nello strato superficiale intensi processi di alterazione chimico-fisica e biologica che, attraverso processi di ossidazione, argillificazione e decalcificazione, hanno prodotto un suolo a colorazione rossastra e giallastra a prevalente matrice limoso-argillosa.

A questo proposito, possiamo qui ricordare come i fenomeni di formazione di suoli argillosi rossi siano tipici su rocce ricche di silicati di alluminio in climi tropicali caratterizzati dall'alternanza di stagioni umide e secche; condizioni che si sono appunto manifestate durante i periodi interglaciali, producendo la formazione del cappellaccio rosso di copertura sia delle morene che delle alluvioni poste nelle sottostanti aree di pianura, durante la fase di ritiro dei ghiacciai.

Detti paleosuoli, alla cui formazione hanno concorso, oltre ai sopradetti fenomeni di ossidazione e idratazione dei silicati di alluminio, quelli di decalcificazione della componente calcarea e dolomitica, vengono denominati nelle nostre aree "ferretti".

Nella zona posta a nord del pianalto di Romanengo, i livelli limoso-argillosi superficiali sono stati fin da tempi remoti oggetto di sfruttamento da parte dell'uomo per la produzione di laterizi e lo sono tuttora in modo abbastanza intenso. In corrispondenza delle aree di sfruttamento a nord della località Melotta, la totale asportazione della coltre argillosa superficiale per uno spessore variabile intorno ai tre metri ha messo allo scoperto i sottostanti livelli ghiaiosi, dai quali emergono abbondanti le acque di falda che alimentano vecchi laghi di cava.

Una visita a questi luoghi può consentire l'osservazione diretta dei fenomeni cui si è accennato. Si potrà poi proseguire verso sud lungo il Naviglio della Melotta; questo corso d'acqua, sviluppando il proprio tracciato lungo la parte centro-occidentale del pianalto, ha inciso la propria valle nell'antica struttura.

Il paesaggio è di notevole bellezza e suggestione. Proseguendo nella individuazione delle strutture positive, si devono citare altri dossi, tra cui quello posto lungo la sponda sinistra del cavo Morbasco, qualche chilometro a ovest di Cremona, quello compreso fra il capoluogo e la località Boschetto e, infine, quello posto nei pressi di Isola Dovarese; se ne possono menzionare anche altri, a rigetto meno accentuato, posti nel territorio di Genivolta e di Casalmorano.

Così come per il già citato pianalto di Romanengo, si tratta di strutture morfologiche sopraelevate sul piano generale terrazzato di ultimo colmamento della pianura; queste, proprio per la loro posizione sopraelevata, si sono potute sottrarre alla copertura da parte dei depositi alluvionali di quest'ultima glaciazione o al dilavamento e all'asportazione da parte dei corsi d'acqua artefici di tale esteso alluvionamento.

Da un punto di vista strettamente morfologico tali strutture si presentano sospese di soli pochi metri (3+4) sulle aree circostanti, con passaggio piuttosto netto, attraverso scarpate, nel caso del dosso adiacente al cavo Morbasco, meno accentuato e quindi rilevabile per quelli posti nei pressi del Boschetto e di Isola Dovarese.

I sollevamenti che ne hanno determinato l'innalzamento sono precedenti all'ultima fase di esteso e massiccio colmamento fluviale della pianura padana e quindi attribuibili a movimenti profondi tardo-pleistocenici; a tale convinzione si è giunti attraverso l'esame litologico dei terreni, entro i quali si rileva una più abbondante frazione sabbiosa con intercalazioni di livelletti ghiaiosi, ma soprattutto per lo strato di copertura costituito da un paleosuolo a colorazione giallo-rossastra di età attribuita all'interglaciale Riss-Würm.

Il rigetto verticale meno accentuato del dosso di Isola Dovarese non ha impedito alla coltre detritica alluvionale würmiana di sovrapporsi ai terre-

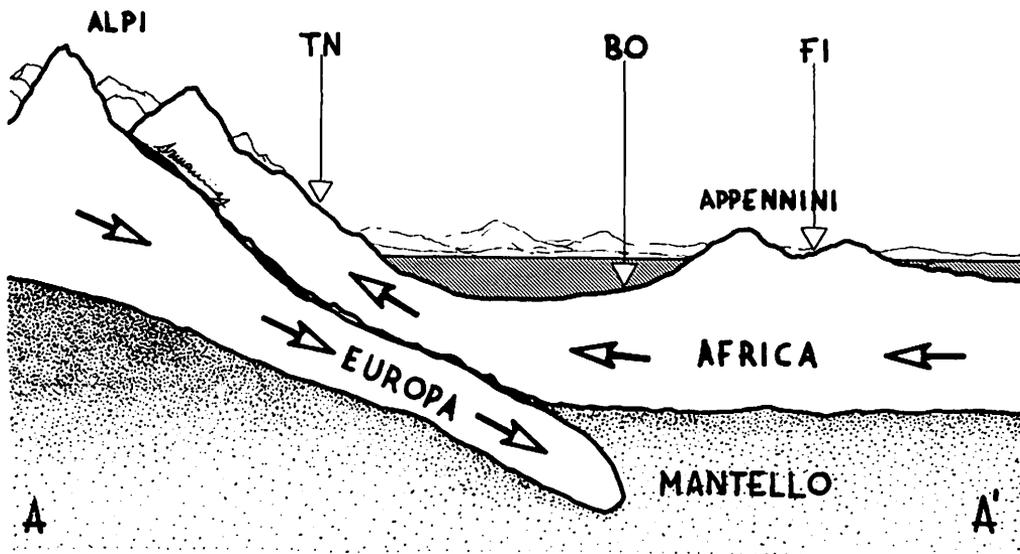


Sezione del deposito alluvionale pleistocenico costituente il "pianalto di Romanengo" in cui si nota chiaramente lo strato di alterazione superficiale provocato nel tempo dagli agenti climatici e lo strato sabbioso inalterato sottostante.

ni più antichi; questi ultimi possono essere osservati solo in corrispondenza di sezioni naturali o artificiali del terrazzo sotto forma di strati sabbiosi e ghiaiosi del fluviale Riss alterati alla loro sommità nel successivo interglaciale Riss-Würm a costituire un paleosuolo giallo-rossiccio prima di passare verso l'alto al sottile strato alluvionale della copertura würmiana.

Nel caso del dosso sopraelevato allungato in direzione nord-sud posto in sponda sinistra dell'incisione del Morbasco, tra gli abitati di Costa S. Abramo, Casanova e Cava Tigozzi, il maggiore rigetto verticale della morfostuttura ha preservato integralmente il lembo dell'antica superficie della pianura, entro il quale il paleosuolo, con le sue tipiche caratteristiche, è presente in affioramento.

**Nelle pagine successive sono riportate le
SCHEDE DIDATTICHE**

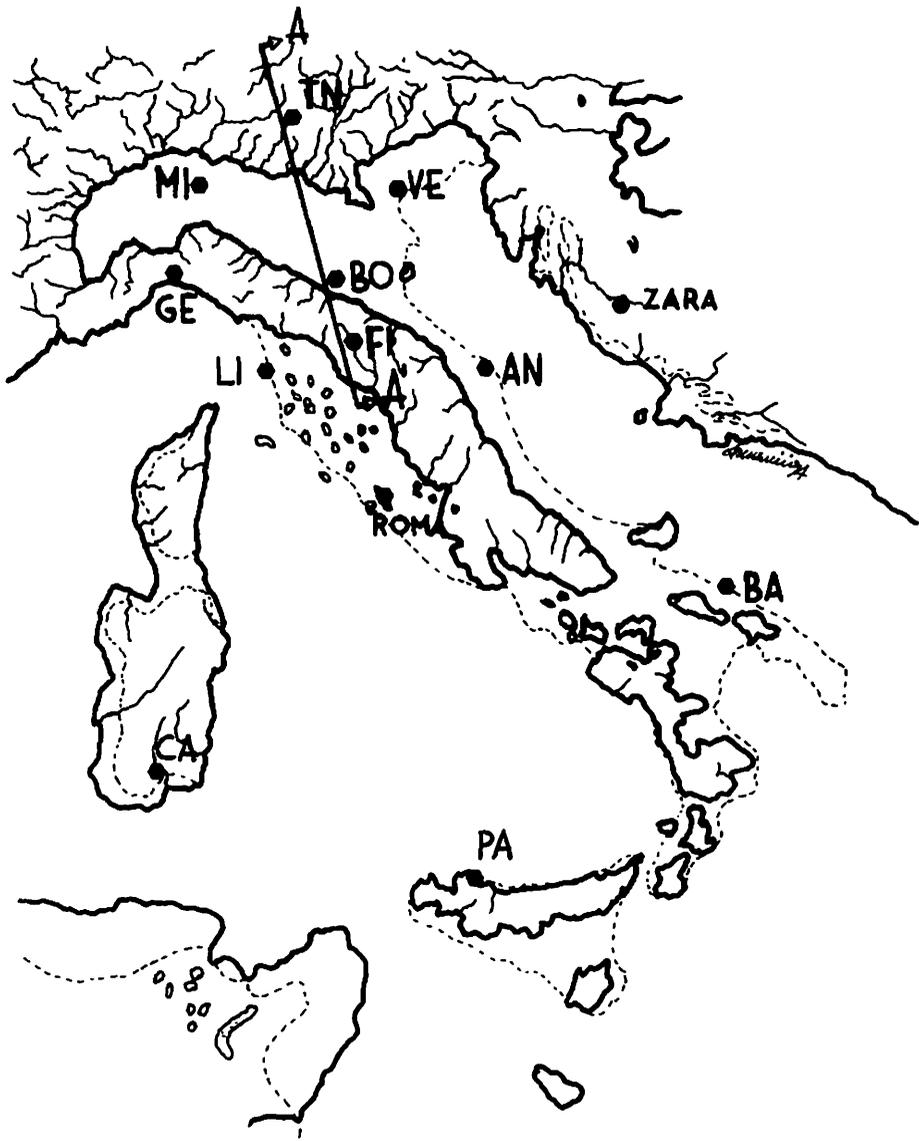


PIANURA PADANA

La formazione della pianura padana si può approssimativamente far coincidere con l'inizio dell'Era Neozoica o Quaternario - suddivisa in due periodi Pleistocene (da 1.800.000 anni fa circa) ed Olocene (da 10.000 anni fa circa ad oggi) - momento in cui l'attuale area di pertinenza era occupata da un bacino marino.

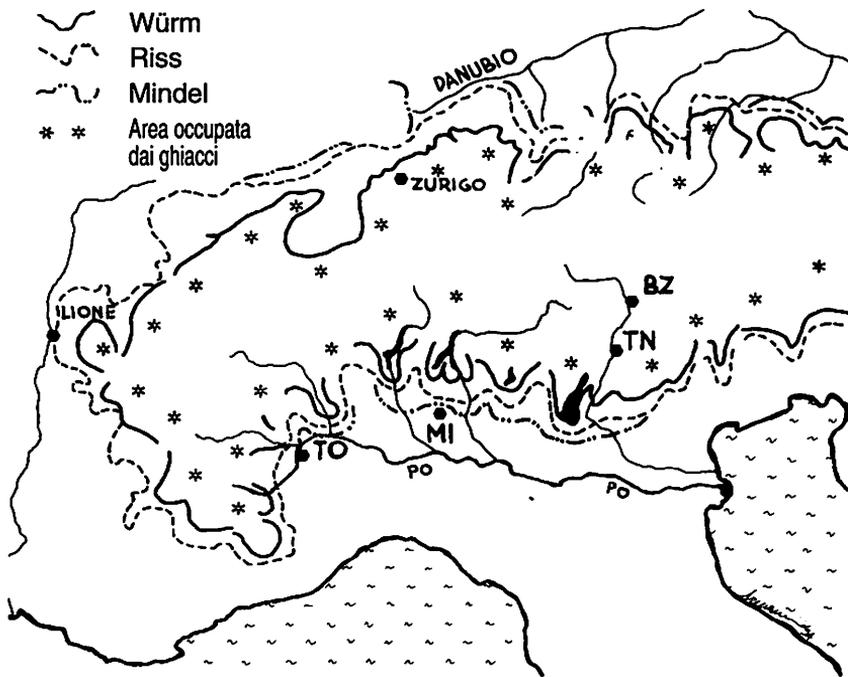
Schematizzando l'ipotetica situazione all'inizio del Pleistocene, si può immaginare lo spazio, oggi occupato dalla pianura padana, come un ampio golfo adriatico ai bordi del quale, Alpi ed Appennini (catene montuose prodotte dalla collisione tra continente europeo e continente africano), sottoposti all'azione degli agenti esogeni, costituivano la fonte dei materiali che gradualmente avrebbero provocato il colmamento del bacino.

Durante il Pleistocene questo colmamento viene accompagnato dalle glaciazioni, esemplificate nelle pagine seguenti, che con la loro alternanza di glaciali ed interglaciali hanno caratterizzato il periodo. E' però solo con la fine del Pleistocene, dopo la conclusione dell'ultimo periodo glaciale, che l'assetto della pianura padana assume una configurazione simile all'attuale.



----- LINEA DI COSTA ATTUALE

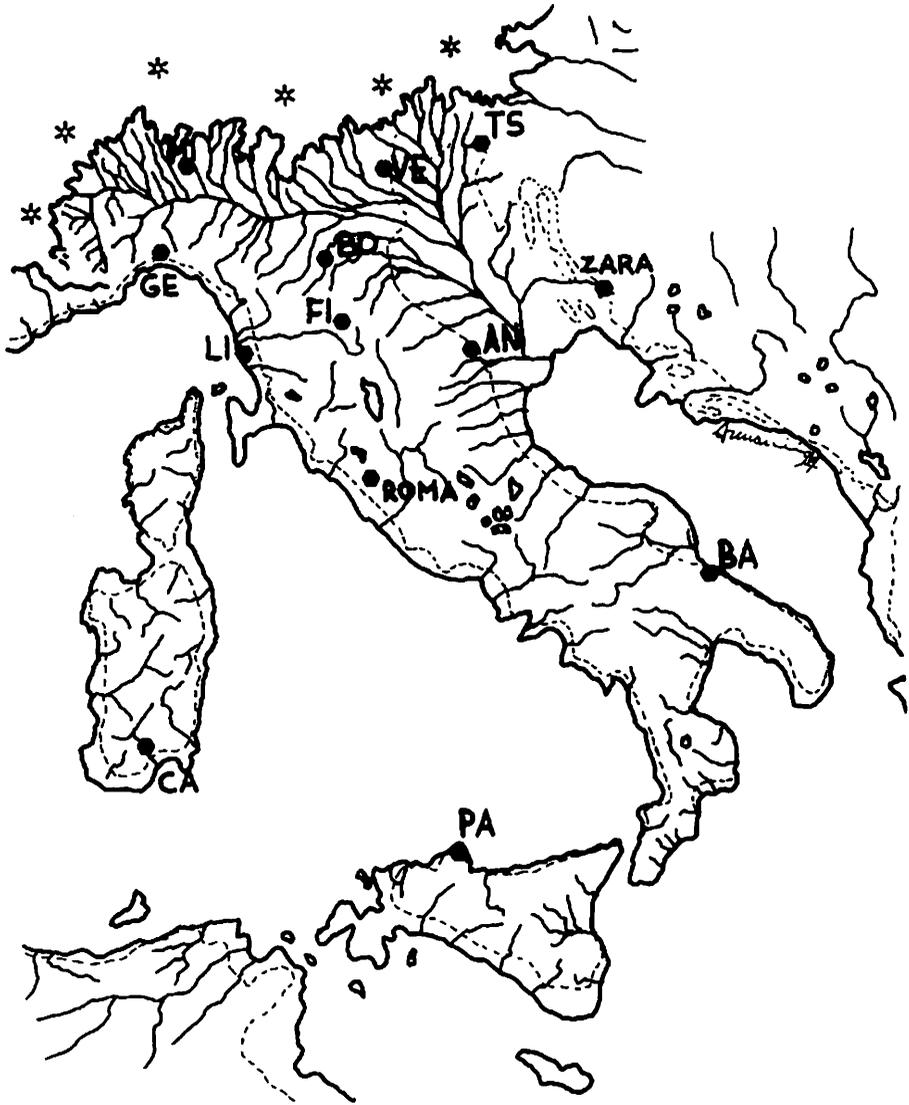
———— LINEA DI COSTA IPOTETICA



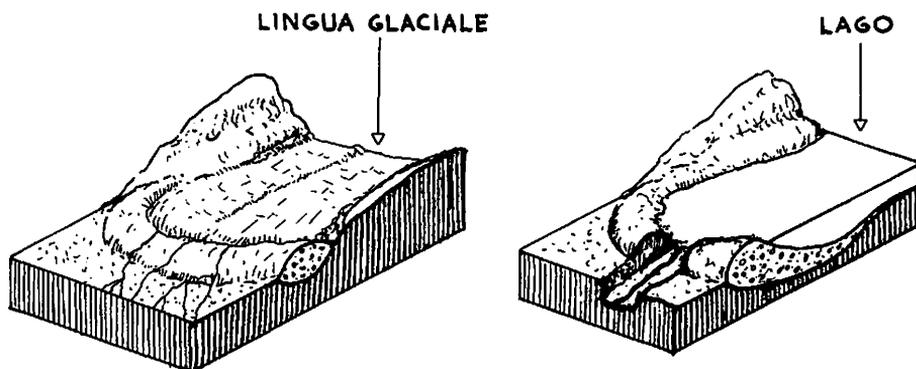
LE GLACIAZIONI

Durante il Pleistocene si manifesta una serie di eventi climatici, sinteticamente definiti glaciazioni, la cui denominazione (Gunz, Mindel, Riss e Würm) è riferita agli affluenti del Danubio, lungo i quali sono stati effettuati studi approfonditi sull'argomento. In particolare nell'area padana sono riconoscibili gli ultimi tre cicli glaciali Mindel, Riss e Würm, durante i quali le condizioni ambientali, molto diverse dalle attuali, sono testimoniate da ritrovamenti di resti fossili quali ad esempio quelli di mammoth relativamente all'ultima glaciazione.

Ciascun periodo glaciale può essere suddiviso in due fasi: anaglaciale durante la quale si verificano abbassamento di temperatura, un sensibile aumento delle precipitazioni, forte espansione dei ghiacciai ed abbassamento del livello del mare; cataglaciale caratterizzata da un progressivo aumento della temperatura, ritiro dei ghiacciai ed innalzamento del livello del mare. Il ciclo si chiude con un più o meno lungo periodo interglaciale a clima variabile ma complessivamente più caldo, prima dell'inizio di una nuova fase anaglaciale.



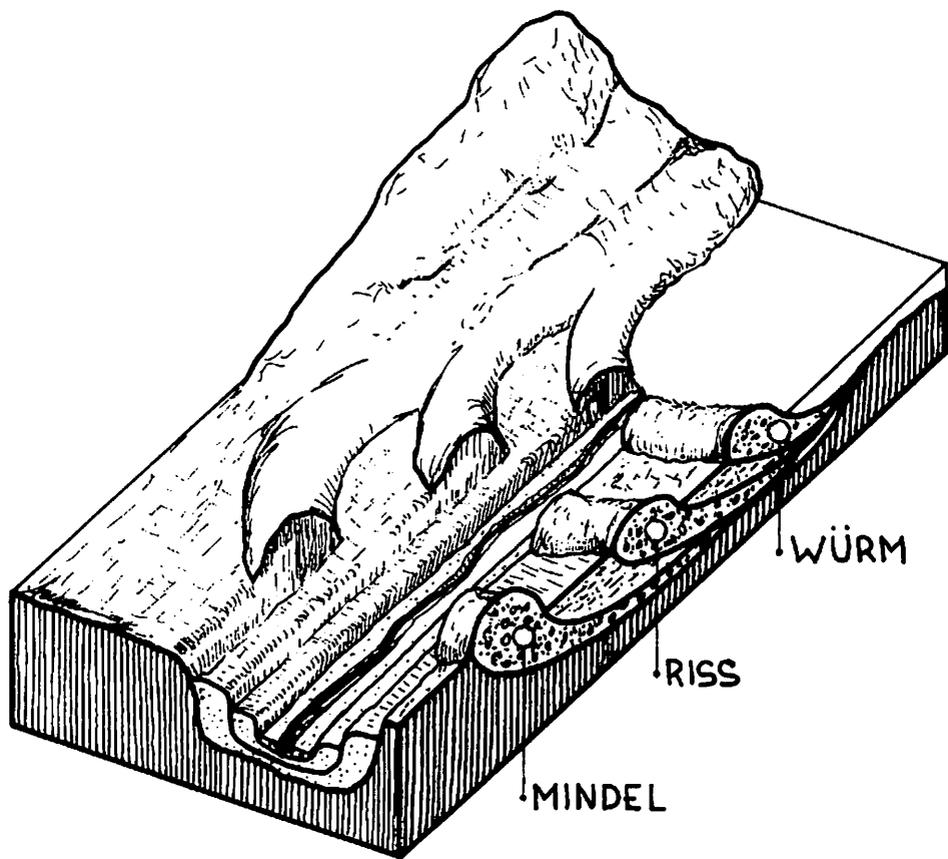
I POTETICA SITUAZIONE DURANTE UNA FASE GLACIALE



ANFITEATRI MORENICI

L'alternanza di periodi glaciali ed interglaciali ha determinato la formazione, al limite dell'espansione delle lingue glaciali alpine, geograficamente in corrispondenza del confine meridionale degli attuali laghi, di anfiteatri morenici che, nelle nostre aree, sono riconoscibili relativamente alle ultime tre glaciazioni Mindel, Riss e Würm.

Partendo dalla glaciazione Mindel è possibile ipotizzare, allo sbocco della lingua glaciale in area pedemontana, il limite del ghiaccio relativamente alla deposizione della morena frontale, mentre verso sud, in pianura, si impongono depositi fluvio-glaciali dovuti all'azione di trasporto e deposizione delle acque di fusione. Una volta ritiratosi il ghiacciaio, la conca prodotta dall'erosione glaciale viene occupata da un lago di sbarramento morenico; sempre durante la fase di ritiro l'emissario del lago si fa strada nella sottostante pianura incidendo i depositi e favorendo l'abbassamento del livello lacustre. La successiva glaciazione Riss, caratterizzata da minor forza, deposita le sue morene all'interno della cerchia Mindel e, nella fase di ritiro, i depositi fluvio-glaciali vengono incisi nel deposito precedente; lo stesso avviene durante la successiva ed ultima glaciazione Würm.



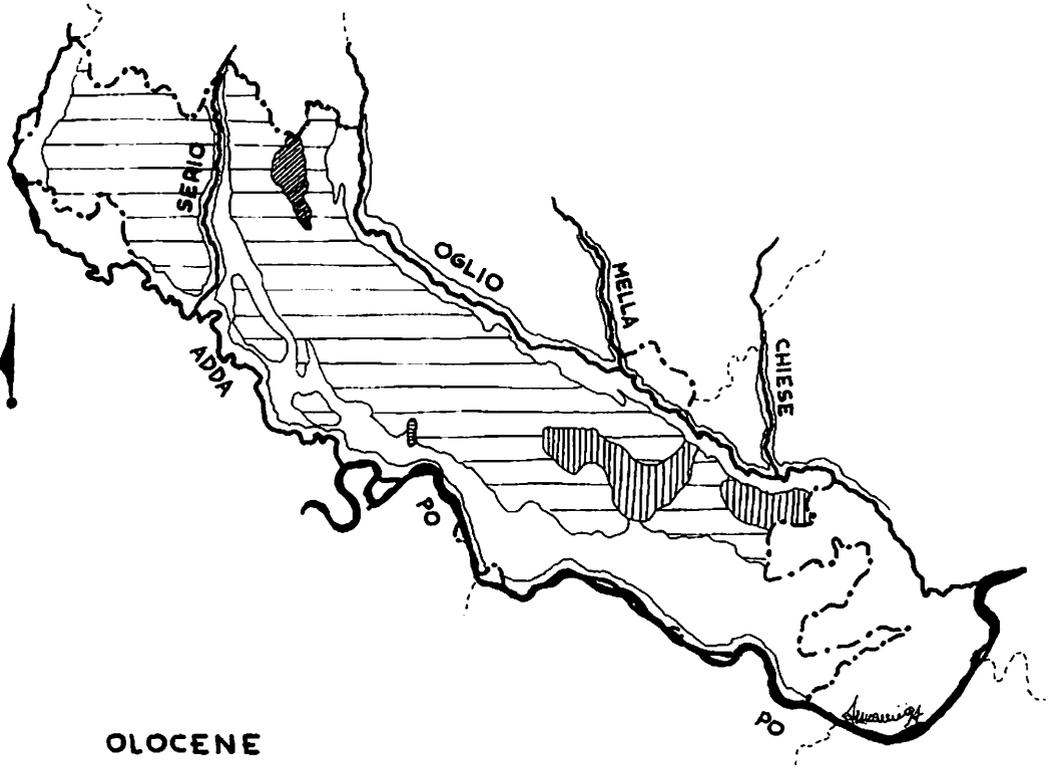
RICOSTRUZIONE DELLA SEQUENZA DEGLI ANFITEATRI MORENICI

PLEISTOCENE						OLOCENE
	GLACIALE MINDEL	INTER- GLACIALE MINDEL- RISS	GLACIALE RISS	INTER- GLACIALE RISS- WÜRM	GLACIALE WÜRM	POST- GLACIALE
inizio Pleistocene 1.800.000 anni fa circa	da 500.000 a 400.000 anni fa circa	da 400.000 a 320.000 anni fa circa	da 320.000 a 120.000 anni fa circa	da 120.000 a 80.000 anni fa circa	da 80.000 a 10.000 anni fa circa	da 10.000 anni fa circa ad oggi

IL LIVELLO FONDAMENTALE DELLA PIANURA

In provincia di Cremona sono presenti elementi significativi legati alle ultime tre glaciazioni anche se particolarmente evidenti risultano gli effetti prodotti dalla glaciazione Würm (da 80.000 a 10.000 anni fa circa). Nel corso dell'anaglaciale würmiano viene infatti modellato il "Livello Fondamentale della Pianura" o "Piano Generale Terrazzato" cioè la superficie suborizzontale che costituisce gran parte della pianura padana e quindi anche del nostro territorio; il successivo cataglaciale determina invece, oltre alla genesi dell'ultimo ciclo di terrazzi climatici, l'escavazione da parte dei principali corsi d'acqua delle attuali valli fluviali. La fine del Pleistocene che viene fatta coincidere con la conclusione del cataglaciale würmiano, presenta quindi un assetto generale della pianura padana simile all'attuale, con un reticolo idrografico in cui i principali fiumi sono riconoscibili negli attuali con il Po collettore dell'intero bacino.

L'Olocene, infatti, si arricchisce esclusivamente di alcuni elementi secondari sul fondo delle valli, dove hanno origine modesti terrazzi, risultato del succedersi di una serie di fenomeni di erosione e deposizione di lieve entità.

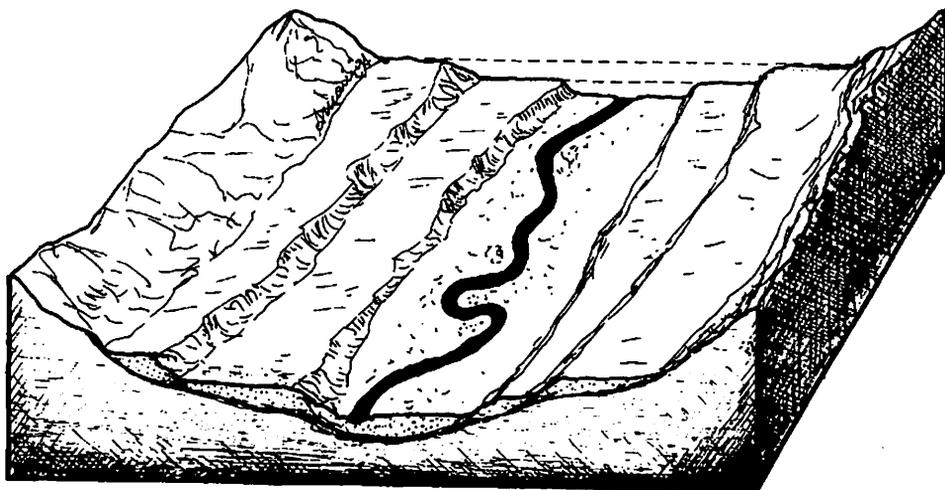


OLOCENE

○ ALLUVIONI a₁a₂a₃

PLEISTOCENE

- WÜRM (LIVELLO FONDAMENTALE DELLA PIANURA)
- ▨ RISS-WÜRM (ISOLA DOVARESE - PIADENA)
- ▩ RISS (CAVA TIGOZZI)
- ▧ MINDEL (PIANALTO DI ROMANENGO)



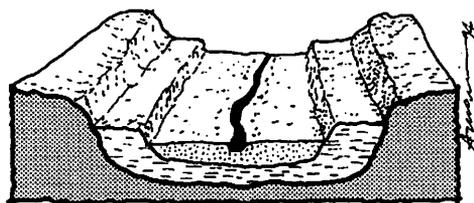
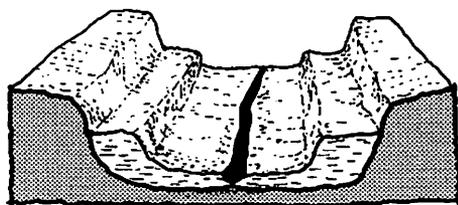
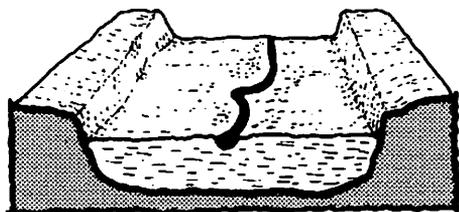
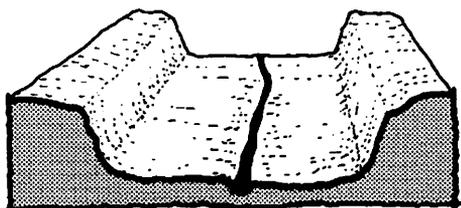
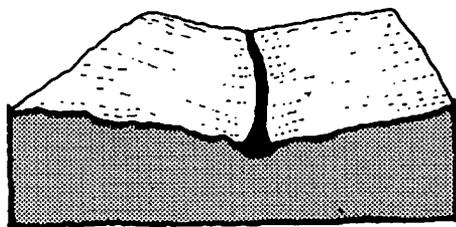
TERRAZZI CLIMATICI

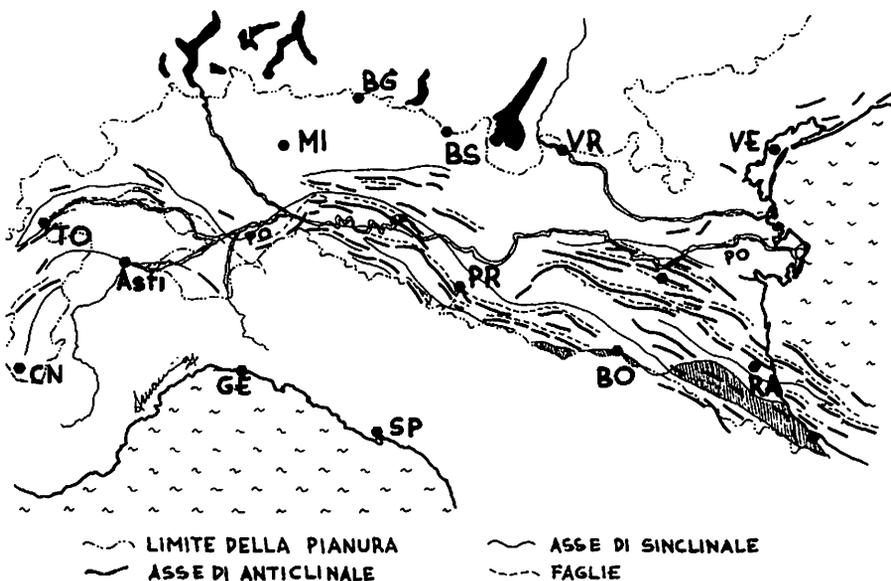
La genesi dei terrazzi climatici, elementi caratterizzanti i corsi d'acqua di pianura, è strettamente legata al susseguirsi di momenti di erosione e di deposizione dovuti alle variazioni climatiche di notevole entità determinate dalle glaciazioni. In particolare le fasi di deposizione, corrispondenti alla messa in posto delle singole coltri alluvionali, si sono ripetute in occasione di ogni singola fase di espansione dei ghiacciai (anaglaciale). Al contrario durante la fase di ritiro dei ghiacciai (cataglaciale) i fiumi, meno carichi di materiali, conservavano l'energia sufficiente per incidere i depositi abbandonati in precedenza.

Un terrazzo si può schematicamente ritenere costituito da una superficie pianeggiante, detta ripiano, e da un gradino, più o meno accentuato rispetto all'alveo del fiume, detto scarpata; una successione di terrazzi a gradinata indica quindi una ripetizione del fenomeno erosione-deposizione.

Nel paesaggio padano i terrazzi rappresentano, nella quasi totalità dei casi, gli unici elementi di discontinuità altimetrica tra il livello della pianura ed il livello dell'alveo del fiume.

GENESI DEI TERRAZZI CLIMATICI



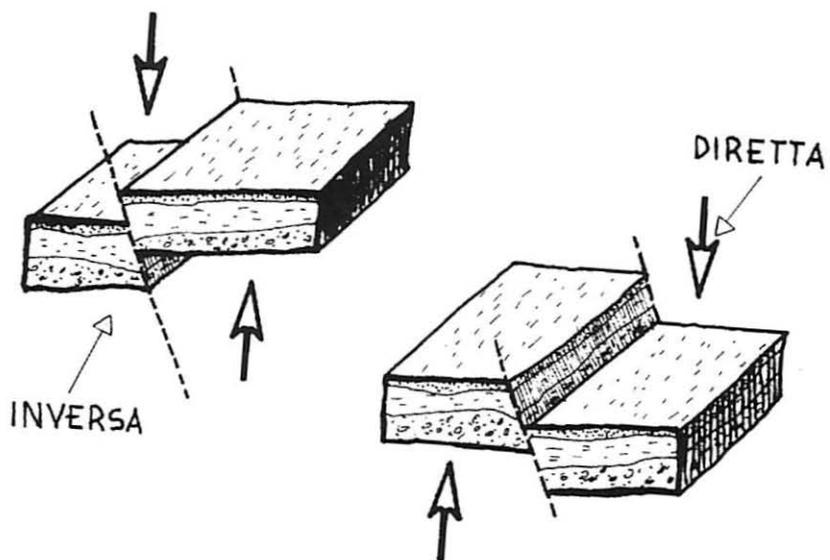
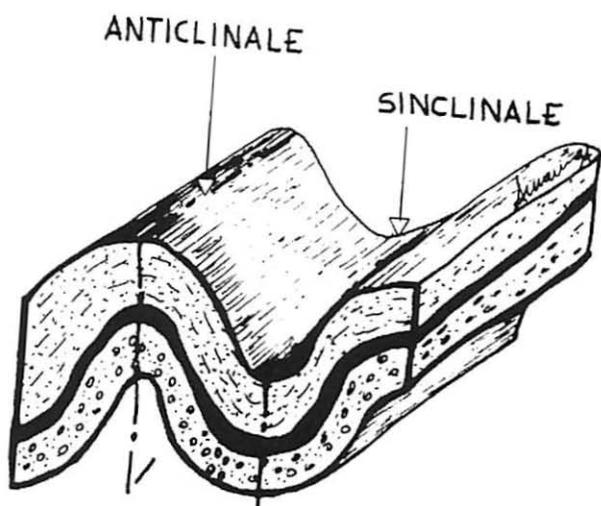


PIANURA PADANA: SOTTOSUOLO

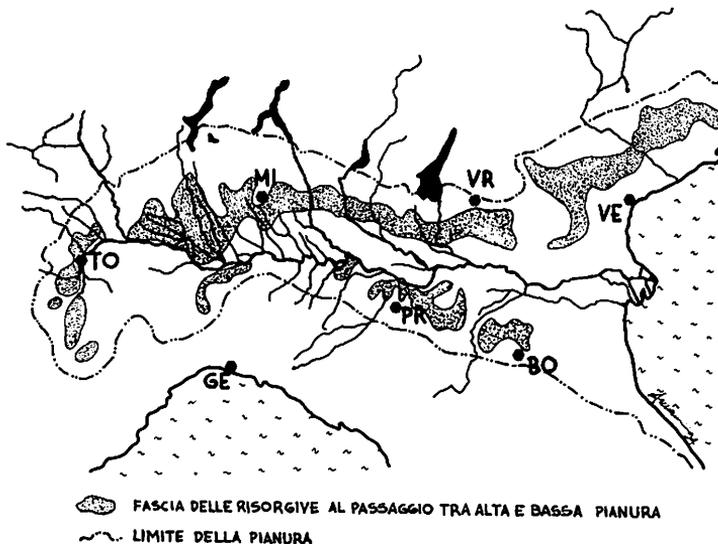
Il sottosuolo della pianura padana non presenta andamento perfettamente orizzontale, i sedimenti continentali ed i sottostanti sedimenti marini in via di consolidamento, sono infatti sollecitati dal perdurare della collisione tra continente europeo e continente africano, che ha prodotto e produce importanti deformazioni, non tanto nella coltre di sedimenti sciolti la cui risposta è plastica e continua, quanto nel substrato, originando pieghe e faglie. L'attività delle strutture tettoniche sepolte influenza sia direttamente che indirettamente anche la superficie topografica, nel primo caso generando rilievi, nel secondo modificando l'evoluzione del reticolo fluviale.

Gli elementi principali caratterizzanti l'assetto strutturale della pianura sono quindi pieghe e faglie. Quando le spinte producono deformazione continua si formano le pieghe, dette anticlinali, se convesse verso l'alto e sinclinali se concave verso l'alto. Quando invece le deformazioni producono fratture accompagnate dallo spostamento di una delle due parti rispetto all'altra, allora si è in presenza di faglie. La faglia si definisce diretta quando il tetto viene a trovarsi in posizione sottostante, inversa quando viene a trovarsi in posizione sovrastante.

PIEGHE



FAGLIE

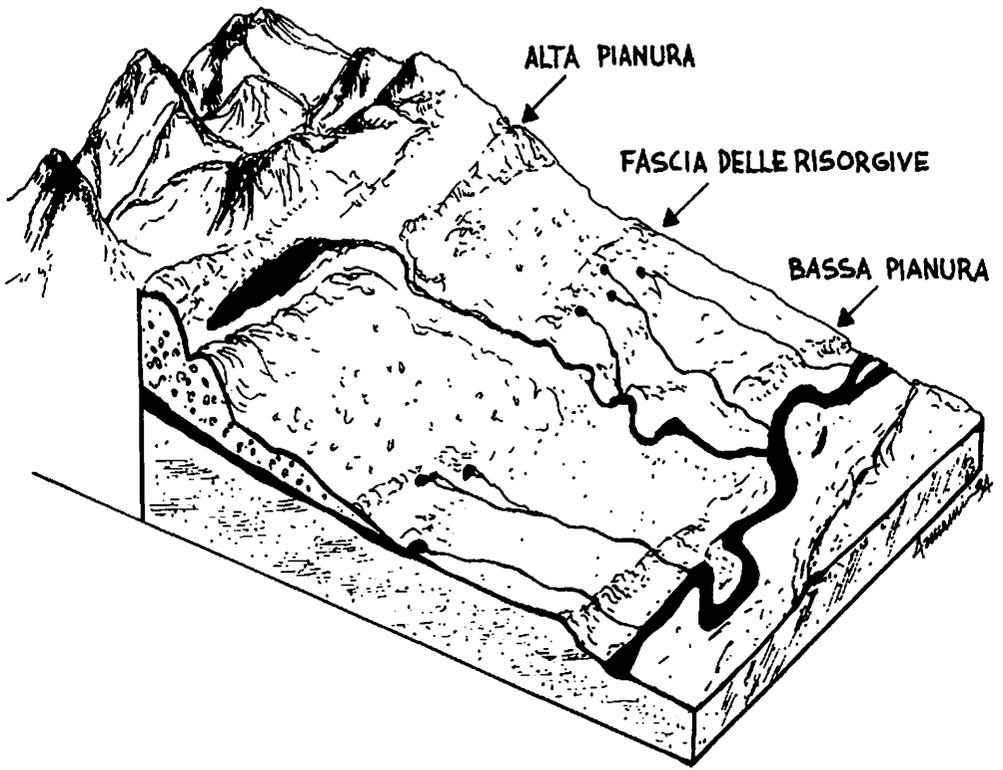


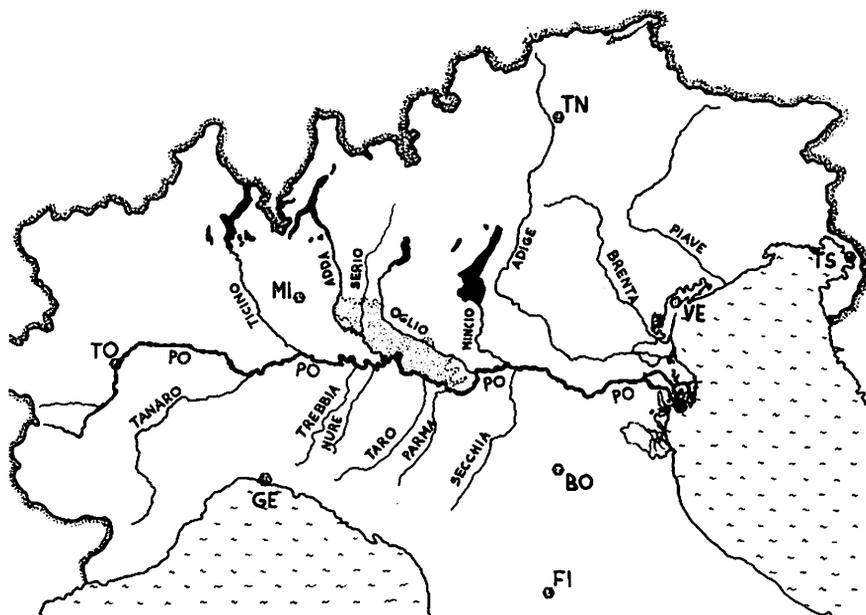
PIANURA PADANA: STATO ATTUALE

La pianura padana è costituita, nel suo insieme, da sedimenti fluvio-glaciali poggianti su un basamento marino, e potenti alcune centinaia di metri, costituiti da alternanze di strati di ghiaie e sabbie, legate alle fasi alluvionali attive dei corsi d'acqua, intercalati da strati di limi e argille legati alle fasi di stanca delle piene fluviali, che si possono suddividere nelle seguenti principali classi granulometriche:

- ghiaie: clasti con diametro superiore a 2 mm
- sabbie: clasti con diametro compreso tra 2 e 1/16 di mm
- limi: clasti con diametro compreso tra 1/16 e 1/256 di mm
- argille: clasti con diametro inferiore a 1/256 di mm

In una lettura semplificata dell'area padana si possono individuare rispettivamente una fascia pedemontana, in corrispondenza ai conoidi dei fiumi che perdono capacità di trasporto immettendosi in pianura, costituita da depositi a granulometria grossolana e detta "alta pianura", quindi, procedendo verso valle dove le granulometrie si fanno via via decrescenti da ghiaie e sabbie, a limi ed argille, ed i corsi d'acqua assumono andamento meandreggiante una fascia denominata "bassa pianura". La zona di passaggio tra "alta e bassa pianura" è caratterizzata dalla presenza di risorgive.



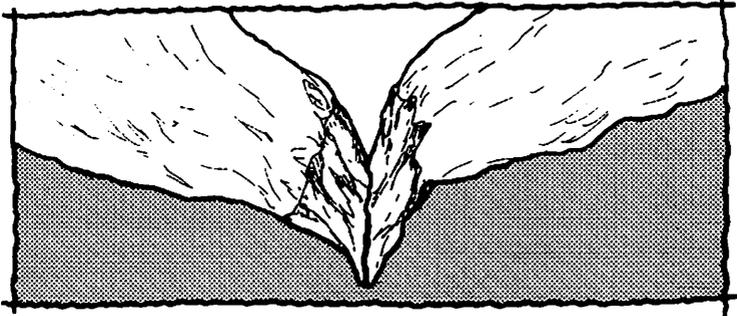


VALLI FLUVIALI

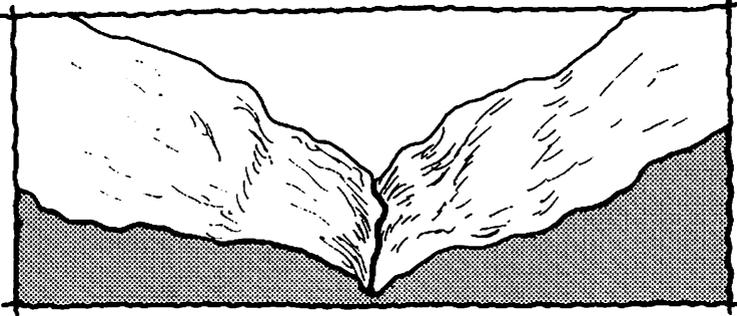
Il contributo al modellamento della superficie terrestre da parte delle acque correnti si esplica attraverso tre diversi processi: erosione, trasporto e deposizione.

L'erosione può essere determinata dall'azione fisico-meccanica (corrasione), oppure dall'azione chimica (corrosione); il trasporto può avvenire attraverso modalità diverse quali sospensione, galleggiamento, trazione, rotolamento, saltazione, soluzione; la deposizione è infine regolata dal rapporto tra capacità erosiva e di trasporto in relazione alla velocità delle correnti.

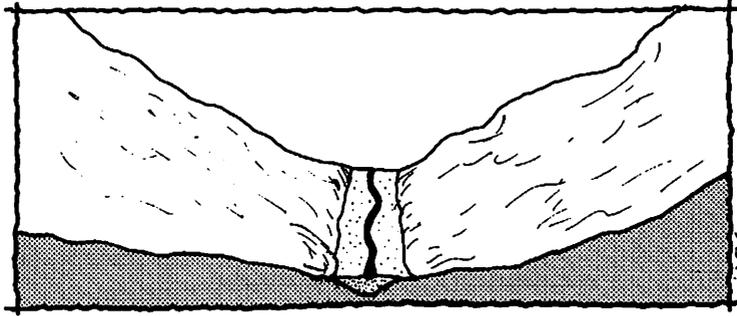
L'aspetto più rilevante dell'azione erosiva di un fiume è la formazione della valle in cui scorre. Il termine valle indica una forma negativa, cioè l'incisione della superficie topografica. Una valle si genera e si modifica continuamente ad opera di tre processi concomitanti: allargamento, determinato principalmente dalla degradazione meteorica che agisce sui versanti; approfondimento determinato principalmente dalla maggiore forza erosiva della parte centrale della corrente; allungamento determinato principalmente da erosione regressiva o da sollevamento che allontana il punto di sbocco.



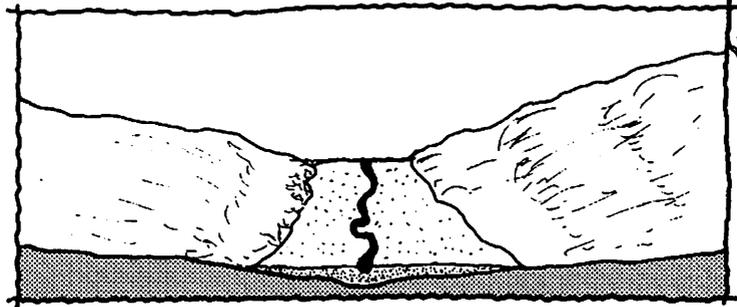
GIOVINEZZA



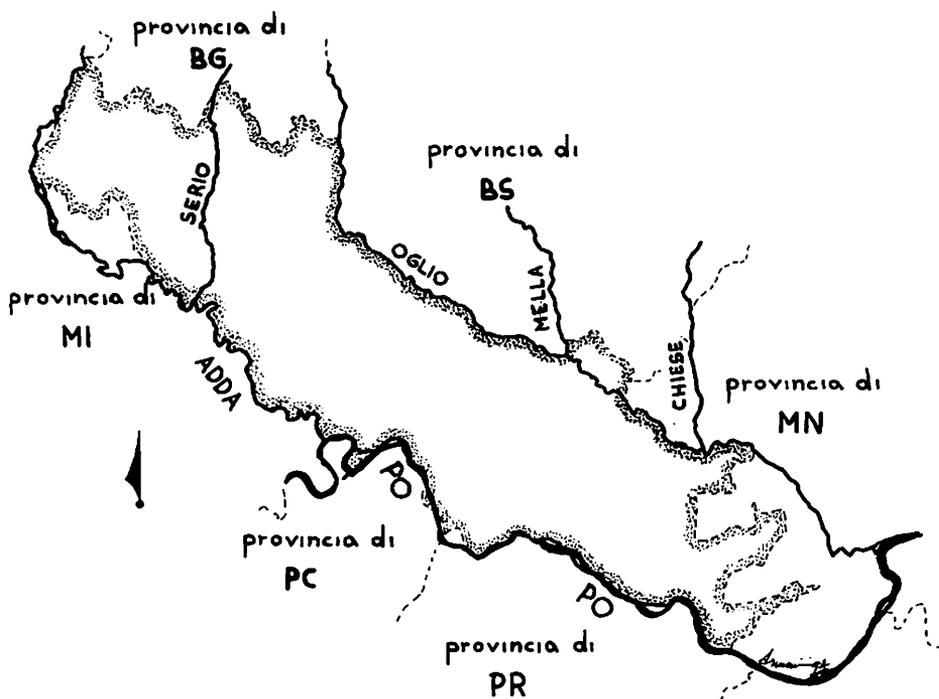
MATURITÀ



VECCHIAIA



SENILITÀ



VALLI FLUVIALI

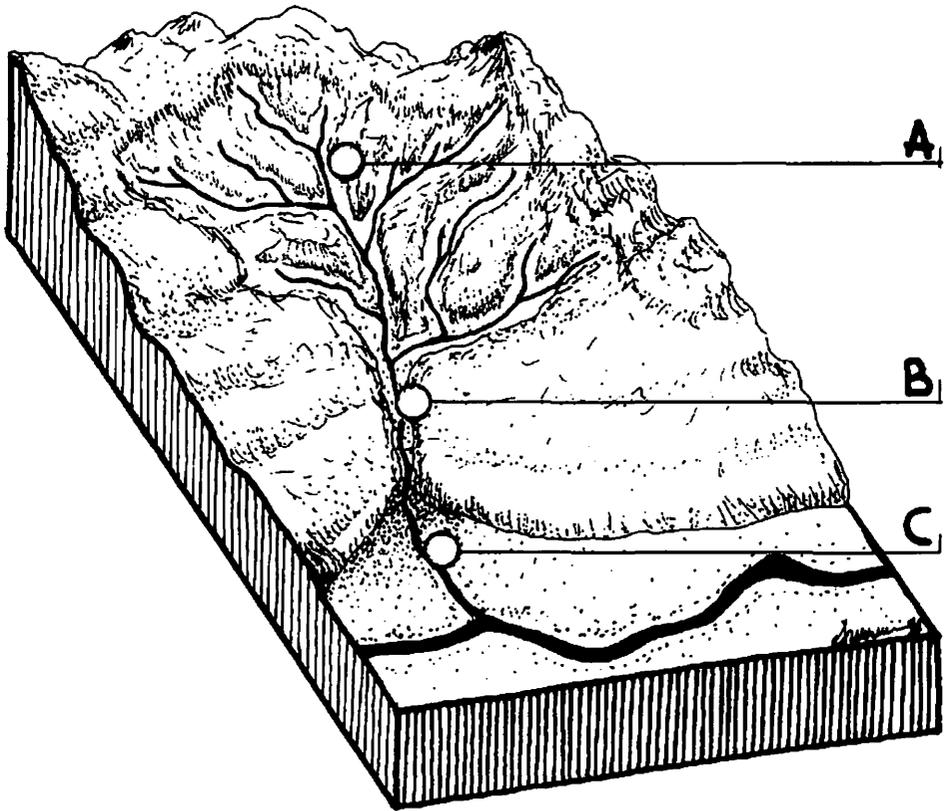
I confini della provincia di Cremona sono quasi interamente definiti dai corsi fluviali dell'Adda, dell'Oglio e del Po. Il Serio scorre invece intermedio tra Oglio e Adda della quale è affluente.

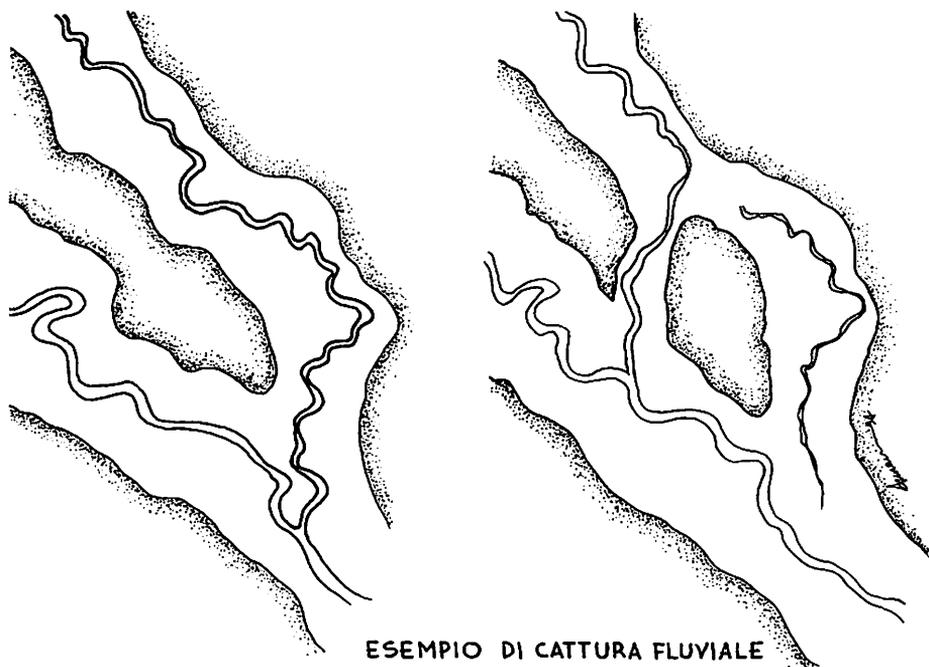
In generale un bacino fluviale può essere schematizzato in tre porzioni principali:

- un tratto iniziale detto testata (A) nel quale prevale l'erosione;
- un tratto intermedio detto canale di scorrimento (B) in cui prevale il trasporto dei materiali erosi in precedenza;
- un tratto finale detto conoide di deiezione (C) caratterizzato da una considerevole diminuzione di pendenza in cui prevale la deposizione del materiale trasportato.

Il motore delle acque correnti è costituito dalla forza di gravità, condizionata dall'attrito e dalla pendenza del fondo.

Nella provincia di Cremona sono presenti quindi le porzioni terminali del Serio affluente dell'Adda, e di Adda ed Oglio, affluenti del Po. Di quest'ultimo solo un piccolo tratto centrale, interessa il nostro territorio.



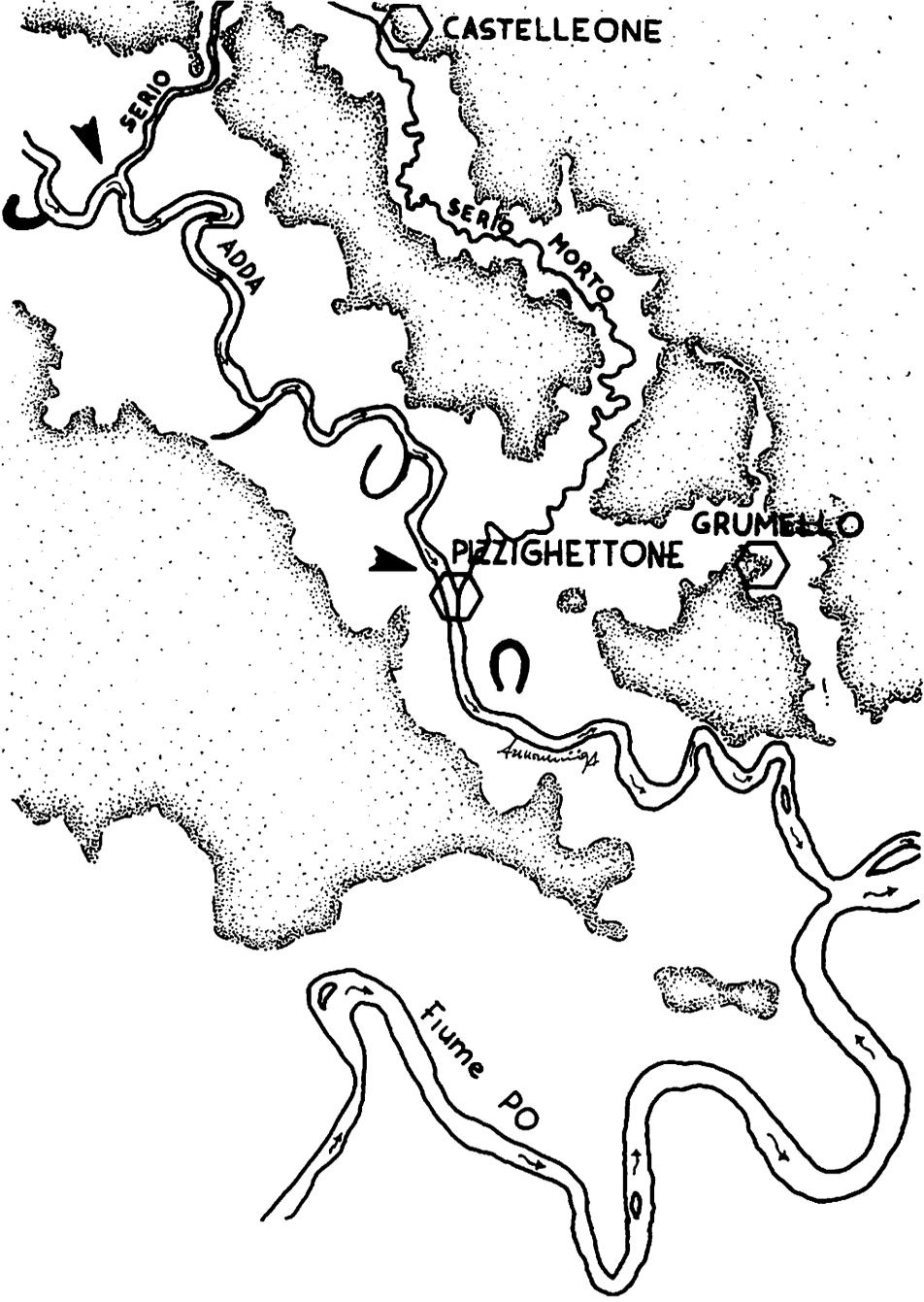


VALLI RELITTE E VALLI MORTE

Legate all'evoluzione dei corsi d'acqua della nostra provincia, si possono osservare diverse situazioni particolari quali ad esempio la presenza di valli relitte e valli morte. In generale le valli relitte sono riconducibili ad antichi corsi pleistocenici; le valli morte sono invece riferibili ad abbandono avvenuto in età olocenica.

Tra le cause più frequenti di abbandono della valle da parte di un corso d'acqua, vi sono lo sbarramento naturale e la cattura fluviale. In quest'ultimo caso il tratto di fiume posto a valle del punto di cattura si trasforma in valle relitta o morta.

Nella nostra provincia particolarmente interessante per l'esemplificazione di valle morta è la lettura dell'antico corso del Serio. Questo fiume infatti ha subito due modificazioni, la prima (Serio di Grumello) quando ancora sfociava direttamente nel Po individuabile tra Acquanegra, Grumello e Pizzighettone, la seconda (Serio morto di Castelleone), con ulteriore deviazione della confluenza nell'Adda che si è spostata da Pizzighettone all'altezza di Montodine.

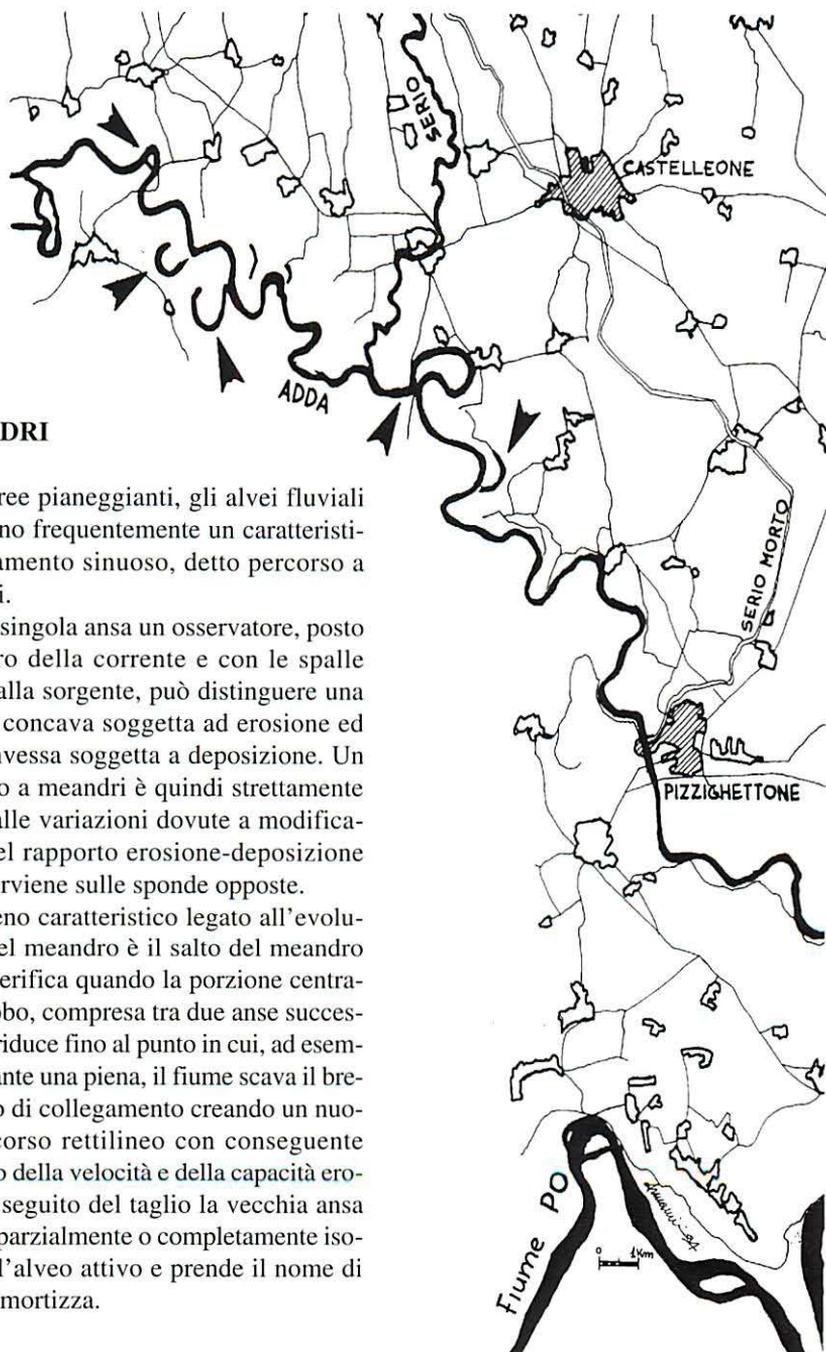


MEANDRI

Nelle aree pianeggianti, gli alvei fluviali assumono frequentemente un caratteristico andamento sinuoso, detto percorso a meandri.

In ogni singola ansa un osservatore, posto al centro della corrente e con le spalle rivolte alla sorgente, può distinguere una sponda concava soggetta ad erosione ed una convessa soggetta a deposizione. Un percorso a meandri è quindi strettamente legato alle variazioni dovute a modificazioni nel rapporto erosione-deposizione che interviene sulle sponde opposte.

Fenomeno caratteristico legato all'evoluzione del meandro è il salto del meandro che si verifica quando la porzione centrale del lobo, compresa tra due anse successive, si riduce fino al punto in cui, ad esempio durante una piena, il fiume scava il breve tratto di collegamento creando un nuovo percorso rettilineo con conseguente aumento della velocità e della capacità erosiva. A seguito del taglio la vecchia ansa rimane parzialmente o completamente isolata dall'alveo attivo e prende il nome di lanca o mortizza.



AMPIEZZA DEL MEANDRO

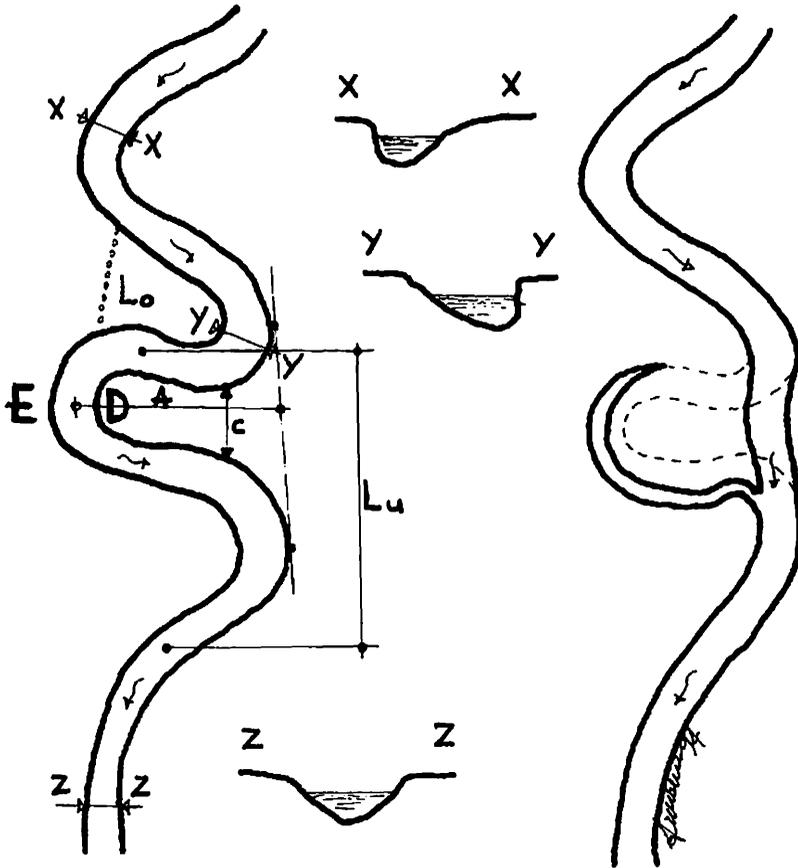
COLLO DEL MEANDRO

SPONDA CONCAVA (EROSIONE)

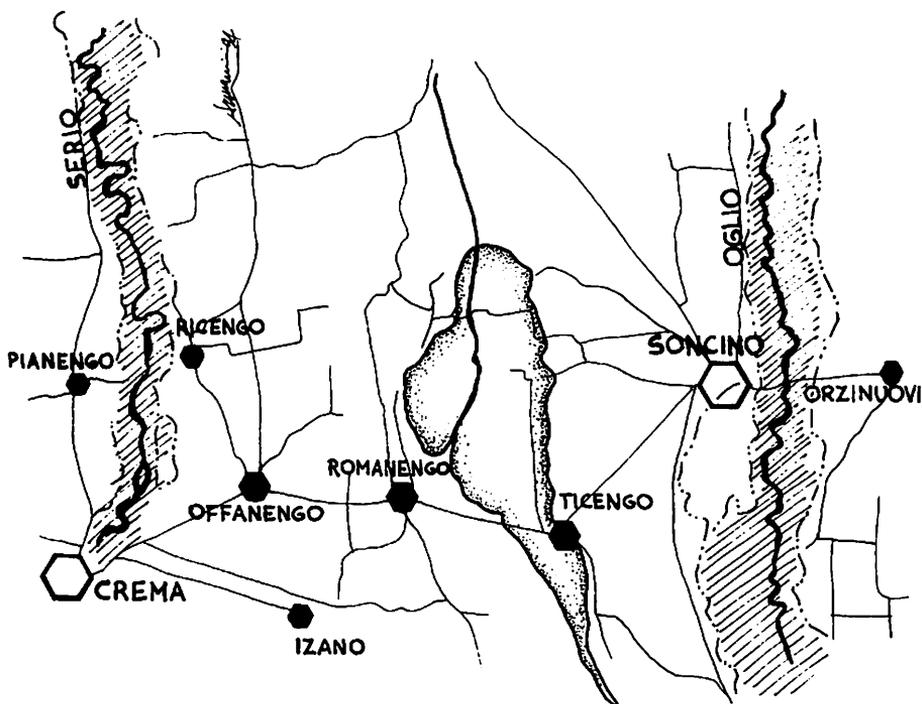
SPONDA CONVESSA (DEPOSIZIONE)

LOBO DEL MEANDRO

LUNGHEZZA DEL MEANDRO



ESEMPIO DI SALTO DEL MEANDRO

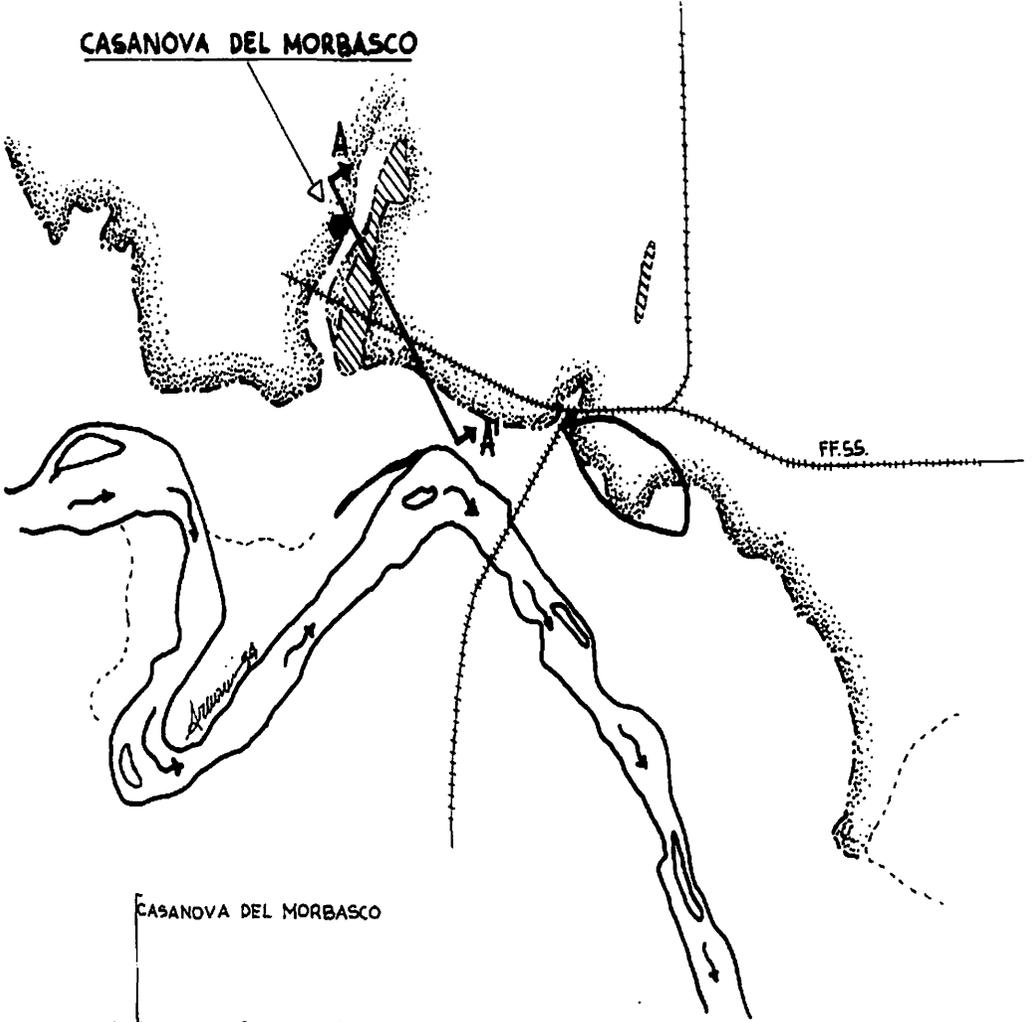


DOSSI DI PIANURA

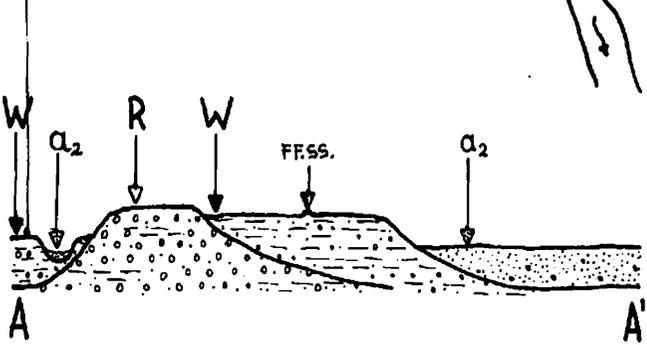
L'esempio più evidente di rilievo in provincia di Cremona è rappresentato dal Pianalto di Romanengo, esteso nei comuni di Romanengo, Casaleto di Sopra, Ticengo, Soncino e Cumignano sul Naviglio. Caratterizzato da limiti irregolari è sopraelevato sul livello fondamentale della pianura di circa una decina di metri nei punti culminanti e degradante in quest'ultimo in corrispondenza dei punti estremi a nord e a sud. La superficie, piuttosto ondulata, è incisa nella porzione centro-occidentale dal Naviglio di Melotta. Particolare è la natura dei suoli: infatti, sotto una copertura superficiale limoso-argillosa pedogenizzata, già a circa 50 cm di profondità si trovano orizzonti compatti. Il Pianalto costituisce una paleosuperficie, testimonianza di un antico livello della pianura padana che, probabilmente per cause tettoniche, si è sottratto al seppellimento. La sua genesi è legata alla glaciazione Mindel.

Altro rilievo significativo è quello posto sulla sponda sinistra del cavo Morbasco tra gli abitati di Costa S. Abramo, Casanova e Cava Tigozzi, allungato in direzione nord-sud e rilevato di qualche metro rispetto alle aree circostanti. La sua genesi è legata alla glaciazione Riss.

CASANOVA DEL MORBASCO



CASANOVA DEL MORBASCO



scala delle lunghezze = $\frac{1}{5}$ scala delle altezze

Indice

Definizione di geomorfologia	pag. 3
Gli agenti geomorfologici in pianura padana	" 4
Le glaciazioni	" 5
I loess	" 8
Geomorfologia della provincia di Cremona	" 10
– Le forme negative: valli fluviali	" 11
– Valli relitte e valli morte	" 14
– Gli agenti morfologici degli alvei a meandri	" 17
– Strutture positive: i dossi di pianura	" 19
Schede didattiche	" 24