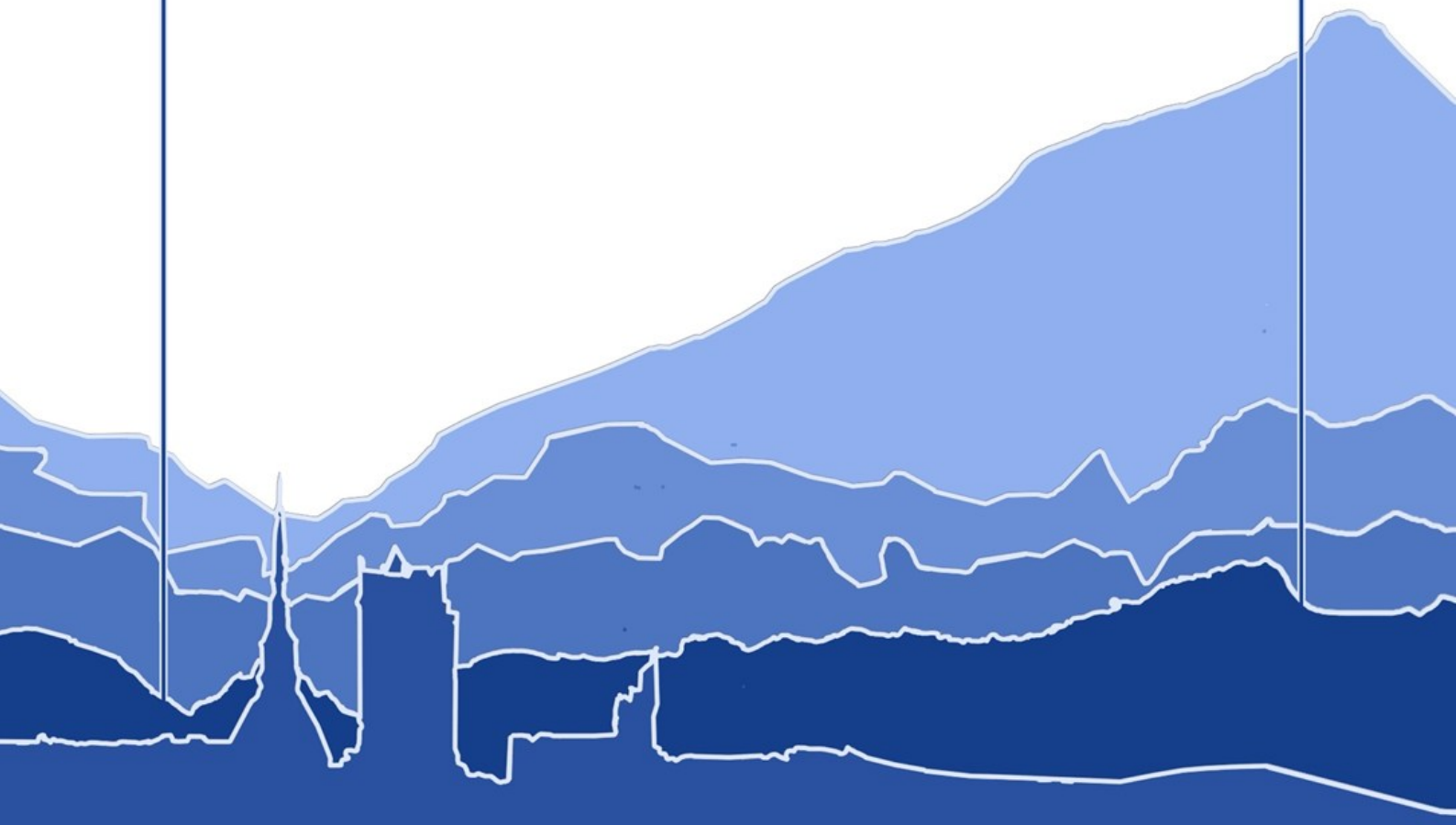
PTGM
Piano Territoriale
Generale Metropolitano

TORINO METROPOLI
Città metropolitana di Torino



# ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO (GEO3)

# ASSETTO IDROGEOLOGICO (GEO4)

*Sindaco della Città metropolitana di Torino*
**Stefano Lo Russo**

*Vicesindaco metropolitano*
**Jacopo Suppo**

*Consigliere delegato alla pianificazione territoriale, difesa del suolo, trasporti e protezione civile*
**Pasquale Mario Mazza**

*Direzione generale*
**Monica Sciajno**

**Progetto a cura del Dipartimento Pianificazione territoriale, urbanistica ed edilizia**
*Dirigente Direzione di Dipartimento (RUP)* - **arch. Claudio Schiari**
*Responsabile Pianificazione territoriale generale e coordinamento Unità di Progetto PTGM* - **arch. Irene Mortari**

**Unità di progetto PTGM** (Disp. organizzativa n. 55815/2019, aggiornata con atto n. 1303/2025). Sottogruppo di lavoro:
***Città metropolitana di Torino***
Elaborato *GEO 3* Assetto geologico e geomorfologico: Dott. Geol. Lucia Mantelli

Elaborato *GEO 4 Assetto idrogeologico:* Dott. Geol. Gabriele Papa

***CSI Piemonte – Presidio territorio:*** Andrea Ballocca, Marcella Muti

**PARTE I - ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO (GEO 3) ..... 4**
**1 Premessa ..... 5**
**2 La catena alpina ..... 7**
*2.1 Cenni di neotettonica ..... 16*
*2.2 Suddivisione delle unità tettoniche alpine ..... 19*
*2.3 Dominio Sudalpino ..... 21*
*2.3.1 La Zona Ivrea − Verbano. ..... 21*
*2.3.2 La Zona del Canavese ..... 21*
*2.3.3 La Serie dei Laghi ..... 23*
*2.4 Dominio Austroalpino ..... 23*
*2.4.1 La Zona Sesia − Lanzo ..... 23*
*2.5 I plutoni di Traversella ..... 24*
*2.6 Dominio Pennidico ..... 25*
*2.6.1 Il Massiccio Dora Maira ..... 25*
*2.6.2 Il Massiccio del Gran Paradiso ..... 26*
*2.6.3 Il Sistema del Gran San Bernardo ..... 27*
*2.6.4 Il Brianzonese ..... 27*
*2.6.5 La Zona Piemontese ..... 27*
*2.6.6 Il massiccio ultrabasico di Lanzo ..... 30*
**3 Le colline di Torino e il Monferrato: un "pezzo" di appennini in Città metropolitana di Torino ..... 31**
*3.1 Successione degli eventi tettonici e sedimentari ..... 32*
*3.2 Facies ed ambienti deposizionali: differenze e similitudini tra Colline di Torino e Monferrato ..... 37*
*3.3 Il limite Plio-Pleistocene: il Villafranchiano ..... 40*
*3.4 Il Quaternario nel Bacino Terziario Piemontese ..... 42*
**4 La pianura: quadro generale ..... 49**
*4.1 La Pianura Torinese ..... 51*
*4.1.1 L'area del Chivassese ..... 57*
*4.2 Il paleoconoide della Dora Riparia ..... 58*
*4.3 Il paleoconoide dello Stura di Lanzo ..... 59*
*4.4 L'anfiteatro morenico di Ivrea: forme e depositi ..... 61*
*4.5 Anfiteatro morenico di Rivoli — Avigliana: forme e depositi ..... 64*
**5 Inquadramento geomorfologico a scala di bacino ..... 66**
*5.1 Il bacino della Dora Baltea ..... 66*
*5.2 Il bacino del Chiusella ..... 66*
*5.3 Il bacino delle Valli di Lanzo ..... 67*
*5.4 I bacini del Ceronda e Casternone ..... 67*
*5.5 I bacini della Dora Riparia, Chisone, Sangone, Lemina. ..... 68*
*5.6 Il bacino del Chisola ..... 72*
*5.7 Il bacino del Pellice ..... 72*
*5.8 I bacini dell'Orco e Soana ..... 73*
*5.9 Il bacino del Malone ..... 75*
*5.10 I bacini delle Colline di Torino e del Chierese ..... 75*
**6 Riferimenti bibliografici ..... 77**

**PARTE 2 - ASSETTO IDROGEOLOGICO (GEO4) ..... 79**
**1 Caratteri geoidrologici della Città metropolitana di Torino ..... 80**
*1.1 La falda idrica: le zone di ricarica, la piezometria e la soggiacenza ..... 87*
*1.2 Piezometria e soggiacenza ..... 90*
*1.3 Vulnerabilità dell'acquifero ..... 91*
*1.3.1 Valutazione della vulnerabilità: descrizione del metodo GOD ..... 91*
*1.3.2 La vulnerabilità dell'acquifero superficiale della Città metropolitana di Torino ..... 93*
*1.4 Capacità protettiva dei suoli nei confronti delle acque sotterranee ..... 95*
**2 Riferimenti bibliografici ..... 100**

# PARTE I - ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO (GEO 3)

# 1 PREMESSA

La Città metropolitana di Torino si estende dal margine della catena alpina alle colline del Basso Monferrato e di Torino, attraverso la Pianura Padana, occupando una superficie di circa 6.830 km². Confina ad ovest con la Francia, a nord con la Valle d'Aosta, ad est con le Province di Biella, di Vercelli, di Alessandria e di Asti e a sud con la Provincia di Cuneo.

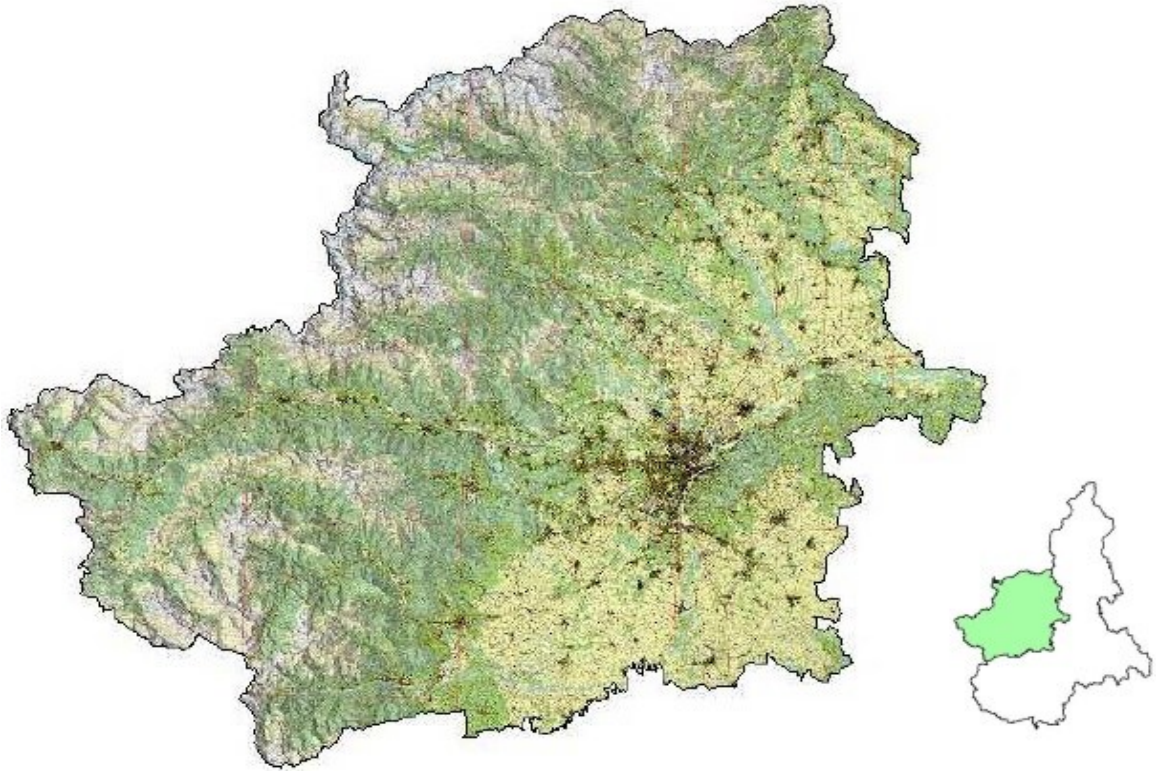


*Fig. 1. La Città metropolitana di Torino*

Il suo territorio (fig. 1) è caratterizzato da un mosaico di ambienti e paesaggi estremamente diversi tra loro: i rilievi e le valli alpine, i grandi conoidi alluvionali in corrispondenza dello sbocco dei principali corsi d'acqua alpini nella pianura del Po, gli anfiteatri morenici della Dora Baltea e della Dora Riparia, la pianura solcata dal Po (in cui confluiscono, nelle aree più intensamente antropizzate, i corsi d'acqua alpini) e i rilievi collinari di Torino e del Basso Monferrato, delimitati dall'attuale corso del Fiume Po.

Dal punto di vista geomorfologico, il territorio della Città metropolitana di Torino può essere distinto in un settore più esterno di montagna, uno di pianura e uno più interno di collina, suddivisi secondo le seguenti percentuali (fig. 2):

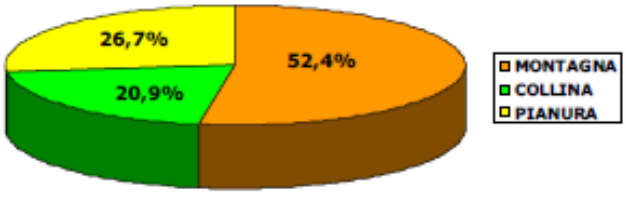



*Fig. 2. La suddivisione del territorio della Città metropolitana di Torino.*

La pianura in Città metropolitana di Torino può essere suddivisa in alcuni distinti settori:

- alta pianura: che comprende le vaste estensioni di terre pianeggianti non lontane dal rilievo alpino e a questo raccordate da una larga fascia pedemontana. L'alta pianura è caratterizzata da lievi pendenze e dislivelli. In particolare si parla della pianura Pinerolese, tra Piscina a nord e Cavour a sud, dell'area compresa tra Pianezza a settentrione, la città di Torino e Volvera a sud, della vasta pianura a sud dell'anfiteatro morenico di Ivrea (tra Mazzé e Torrazza Piemonte);
- media pianura: che a sud di Torino comprende una fascia allungata in direzione est – ovest tra Frossasco a ovest e Carmagnola – Villastellone ad est, a nord di Torino il settore mediano del paleoconoide alluvionale dello Stura di Lanzo (tra Mathi e Settimo T.se), gran parte della pianura canavesana e chivassese (tra

Castellamonte, Levone, San Benigno C.se, Chivasso). Si tratta di un'area che in passato ha beneficiato delle acque di risorgiva, ora questo apporto è venuto meno in seguito ad una progressiva depressione delle falde freatiche più superficiali. Tuttavia la disponibilità idrica resta buona. Vengono definite parte della media pianura anche quelle terre prima acquitrinose e bonificate negli ultimi secoli;

- terrazzi alluvionali antichi: lembi smembrati dell'antica pianura che sovrastano le piane prima descritte. Dislocati in genere a saldatura dei primi rilievi montuosi o collinari, sono caratterizzati da ondulazioni lievi e più marcate. Si tratta delle aree comprese in una ristretta fascia ad ovest di Pinerolo (tra San Pietro Val Lemina a nord e Bibiana a sud), dei terrazzi costituenti i fianchi destro e sinistro del paleoconoide del T. Stura di Lanzo (tra Cafasse, Val della Torre e Venaria, tra Balangero, Barbanìa e Volpiano) conoide fluviaoglaciale del T. Dora Riparia su cui è edificata in gran parte la Città di Torino.

Costituiscono ambienti particolari della Città metropolitana di Torino due importanti anfiteatri morenici e i bacini lacustri ad essi geneticamente connessi: quello di Ivrea con i laghi di Viverone, di Candia e i laghi intorno ad Ivrea e quello di Rivoli – Avigliana con i laghi di Avigliana. Il primo delimita consistenti piane coltivate, il secondo raccorda settori di pianura a sbocchi vallivi. Sono costituiti da rilievi collinari (morene) prodotti da fenomeni glaciali.

Le valli alpine sono caratterizzate, almeno in qualche caso, da profondi e ampi fondovalle di origine glaciale (vedi vallone della Dora Baltea, Valle di Susa) e/o di origine mista fluvio – glaciale.

I rilievi collinari sono complessi di relativa mole ma di consistente elevazione (circa 700 m s.l.m.), che si presentano lineari ad ovest e più frastagliati verso est. Essi comprendono la porzione centro – orientale dell'area metropolitana, secondo una fascia allungata secondo la direzione est – ovest.

I rilievi alpini bordano il limite settentrionale (al confine con la Valle d'Aosta) e il limite occidentale (al confine di stato con la Francia) della Città metropolitana di Torino. Sono caratterizzati da vette importanti, caratterizzate da imponenti complessi rocciosi e/o pietraie pressoché prive di vegetazione, tra le quali spiccano le cime della Levanna in prossimità dello spartiacque tra Valle Orco e Valli di Lanzo (3.619 m s.l.m.), l'Uia Bessanese (alla testata della Valle di Ala di Stura, 3.604 m s.l.m.), la Rocca d'Ambin (3.378 m s.l.m. sul versante sinistro dell'alta Valle di Susa), la P.ta Pierre Menue (3.505 m) in sinistra orografica della Dora di Bardonecchia, il Rocciamelone (3.538 m) tra Valle Cenischia e le Valli di Lanzo, il Monte Chaberton presso Cesana (alla testata della Valle di Susa, con i suoi 3.130 m), la Punta Merciantaira in destra Val Chisone (3.293 m s.l.m.). I pochi ghiacciai rimasti sono localizzati perlopiù alle testate della Valle Orco (zona del Passo di Galisia), area della Levanna, delle Valli di Lanzo (Uia di Ciamarella), sul versante nord del Rocciamelone.

In corrispondenza delle fasce altimetriche meno elevate la catena alpina è ricoperta da vegetazione, a latifoglie nella zona submontana prospiciente la pianura, a conifere nel cuore dei complessi montuosi, da praterie alpine alle quote più elevate sino a sfumare nelle falde detritiche e nei grandi ammassi rocciosi di cui sopra.

Il principale corso d´acqua è rappresentato dal Fiume Po che solca il territorio con i suoi numerosi affluenti: il Torrente Pellice, (con il T. Chisone e il T. Germanasca), il Torrente Chisola, il Torrente Sangone, il T. Dora Riparia (con il T. Cenischia), il T. Stura di Lanzo (con il T. Ceronda, la Stura di Viù, la Stura di Ala e la Stura di Vallegrande), il Torrente Malone, il Torrente Orco (con il T. Soana), il Fiume Dora Baltea (con il Torrente Chiusella) e, tra gli affluenti di sinistra, da citare il Torrente Banna. Caratterizzano l'assetto idrografico del territorio anche i laghi morenici di Avigliana (L. Grande e L. Piccolo), i laghi di Candia e Viverone, per ricordare solo quelli di dimensioni maggiori.

I limiti amministrativi della Città metropolitana di Torino individuano un territorio morfologicamente assai diversificato che, inteso come sistema complesso - risultato delle interazioni tra una sfera fisica che è il luogo in cui viviamo ed una sfera culturale/antropica che è il modo che abbiamo di occuparlo - necessita, per essere descritto, di una lettura per processi attraverso specifici macroambiti omogenei:

- i rilievi alpini, interessati da fenomeni di instabilità di carattere gravitativo sui versanti (crolli, grandi frane complesse, valanghe, fenomeni legati all'instabilità dei ghiacciai) e dagli effetti delle piene torrentizie caratterizzate da elevato trasporto di materiale solido, lungo il loro alveo e sui conoidi;
- le principali valli alpine solcate da un sistema fluviale caratterizzato da piene repentine e ad elevata energia;
- i grandi conoidi in corrispondenza dello sbocco dei principali corsi d'acqua alpini nella pianura del Po il cui sistema idrografico è complicato dalle interferenze con il sistema dei canali irrigui;
- gli anfiteatri morenici della Dora Baltea e della Dora Riparia;
- la pianura, solcata dal Po, in cui confluiscono, nelle aree più intensamente antropizzate, i corsi d'acqua alpini che perdono il carattere torrentizio causando vere e proprie piene fluviali;
- i rilievi collinari dell'oltre Po (Colline di Torino e Monferrato) afferenti al Bacino Terziario Piemontese, i cui versanti, caratterizzati da valori relativamente modesti dell'energia di rilievo, sono caratterizzati da fenomeni gravitativi come scivolamenti e colamenti.

Questa grande variabilità del territorio – e quindi dei fenomeni di instabilità geomorfologica che perturbano il sistema – interferisce necessariamente con le attività umane: insediamenti abitativi e produttivi, reti infrastrutturali (comunicazioni, servizi, ecc..).

## 2 LA CATENA ALPINA

Nel territorio metropolitano le Alpi si suddividono in: Alpi Graie, dal confine con la Valle d'Aosta sino all'incirca alle Valli di Lanzo comprese, Alpi Cozie dalla Valle di Susa sino alla Valle Pellice.

Per meglio comprendere il significato temporale dei movimenti di zolle di seguito descritti si rimanda alla fig. 3 e alla fig. 4, dove la prima individua la suddivisione del tempo in geologia.




*Fig. 3.*

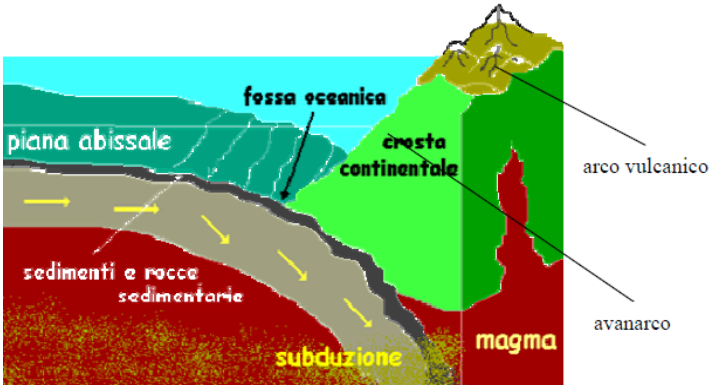



*Fig. 4.*

"Pangea" è il nome del super-continente che si ritiene includesse tutte le terre emerse della Terra durante il Paleozoico e il Mesozoico. Il nome "Pangea" fu attribuito nel 1915 da Alfred Wegener, in seguito alla formulazione della teoria della deriva dei continenti. Il vasto oceano (o "superoceano") che circondava il super-continente viene chiamato Panthalassa, mentre l'ampia insenatura che separava parzialmente la parte settentrionale da quella meridionale prende il nome di Oceano Tetide.

Il super-continente di Pangea avrebbe iniziato a separarsi nel Triassico, dando luogo ad altri due super-continenti: Laurasia (super-continente del nord) e Gondwana (super-continente del sud). Dall'ulteriore frammentazione di Laurasia e Gondwana deriverebbero gli attuali continenti.

Tra la fine dell'Archeozoico e l'Ordoviciano, quella che sarebbe in seguito divenuta la regione alpina era sede di importanti processi geodinamici; l'esistenza di un originario margine divergente [1] con formazione di un bacino oceanico proterozoico-cambriano è suggerita da alcuni relitti di possibili complessi ofiolitici, individuati nella zona elvetica (Pelvoux), nella zona Pennidica dei Tauri e nel settore sudalpino occidentale.

[1] I margini divergenti o passivi, sono quelli in corrispondenza dei quali due zolle si allontanano una dall'altra. I margini passivi si trovano quasi tutti nei fondi oceanici, in corrispondenza delle dorsali medio-oceaniche (fig. 5).

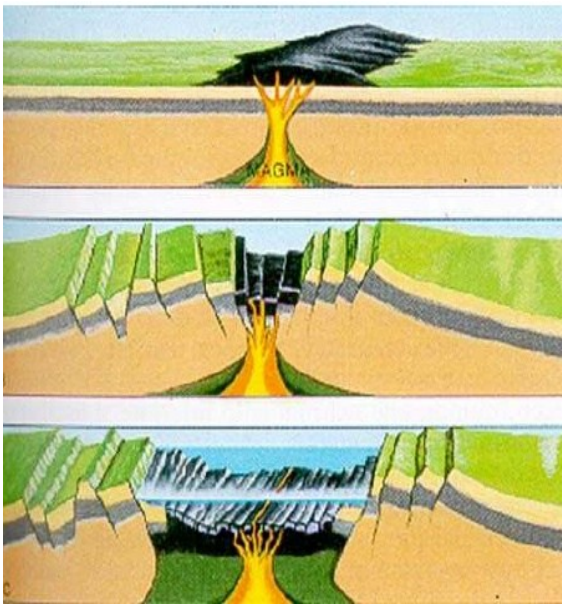



*Fig. 5.*

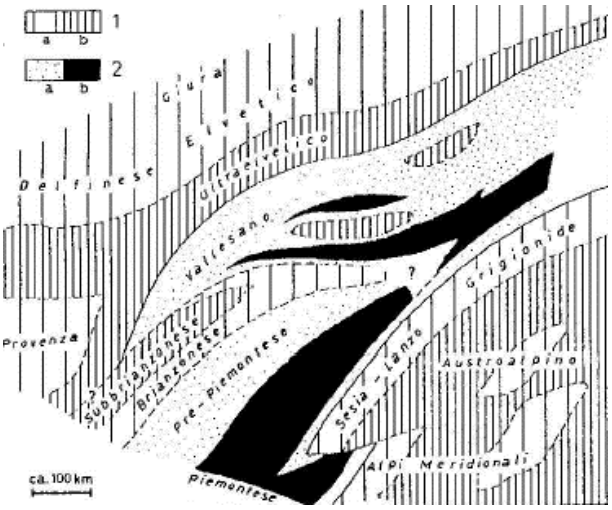



*Fig. 6.* *La Tetide Alpina del Giurassico ed i suoi domini paleogeografici secondo le concezioni classiche (Trumpy, 1980). a: crosta continentale normale e planaforme poco profonda (a); crosta assottigliata, margini continentali, bacini (b); 2: crosta continentale sottile, fosse con calcescisti e rocce basiche di origine discussa (a); crosta oceanica, calcescisti con ofioliti (b), all'incirca coincidente con l'area corrispondente al bacino Ligure-Piemontese*

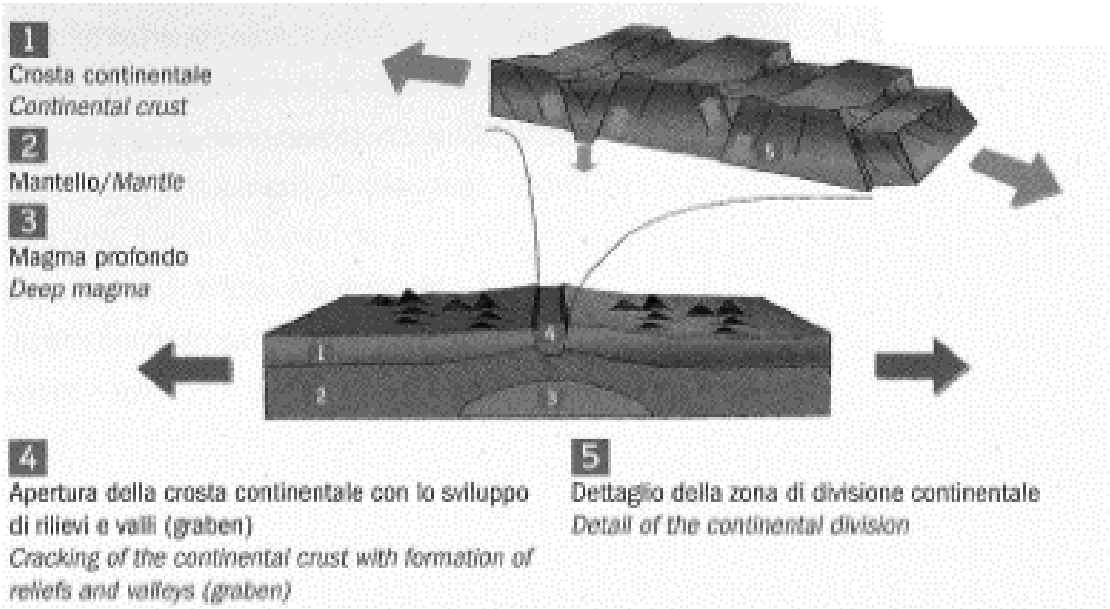
A questa fase seguì, nell'Ordoviciano, la chiusura del bacino mediante l'attivazione di un margine convergente o attivo, la subduzione [2] di litosfera [3] oceanica con lo sviluppo di metamorfismo di alta pressione e magmatismo di arco vulcanico, testimoniato da eclogiti relitte, mélange e numerosi corpi di granitoidi ordoviciani, trasformati successivamente in ortogneiss varisici.

Nel Devoniano superiore ha inizio l'orogenesi ercinica (varisica); in questa fase, attraverso la formazione di falde di ricoprimento e l'ispessimento della crosta continentale, si costituiscono le principali strutture di una catena montuosa.

La catena varisica, che, grosso modo occupa la posizione dell'odierna Europa Centrale, presenta il carattere di margine continentale attivo sul modello di quello delle Ande, dal momento che la crosta oceanica della PaleoTetide era subdotta verso nord sotto il margine meridionale del continente europeo.

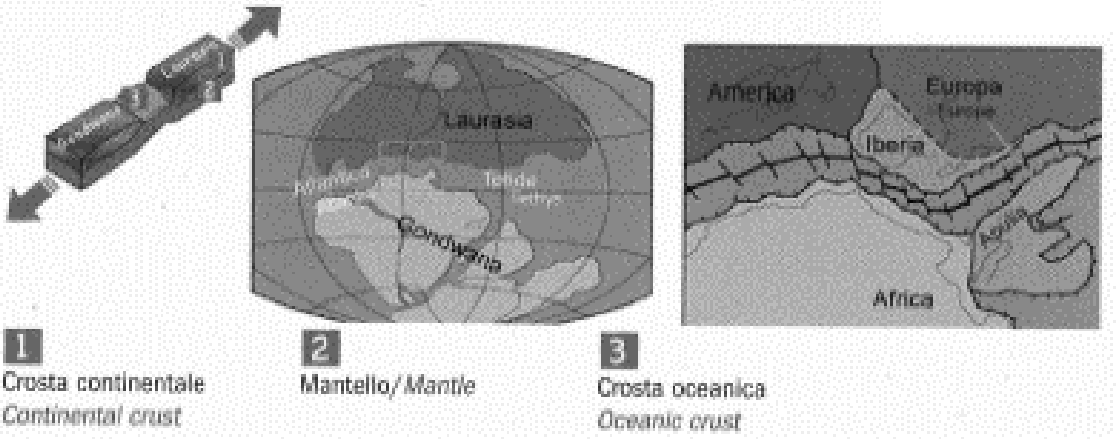
Circa all'altezza della latitudine odierna dell'Italia, era presente un vasto golfo esteso verso oriente.

[2]La subduzione è un fenomeno geologico che ha un ruolo chiave nella teoria della tettonica delle placche. Con questo termine si intende lo scorrimento di una placca litosferica sotto un'altra placca ed il suo conseguente trascinamento in profondità nel mantello, connesso alla produzione di nuova litosfera oceanica nelle dorsali medio-oceaniche, la quale tenderebbe ad aumentare la superficie complessiva del pianeta; questo fenomeno avviene lungo i margini convergenti delle placche, ove la crosta oceanica viene quindi distrutta per subduzione sotto la litosfera continentale (fig. 6) oppure si può avere la convergenza di due placche litosferiche di tipo oceanico. In fig. 6 si evidenzia il primo dei due casi.
[3]La litosfera è la parte solida ed inorganica della Terra che comprende la crosta terrestre e la porzione più superficiale del mantello superiore, per uno spessore complessivo variabile tra i 70-75 km in corrispondenza dei bacini oceanici e i 110-113 km al di sotto dei continenti. La superficie di discontinuità sismologica tra questi due elementi viene detta discontinuità di Mohorovicic (Moho)




Risalita di magma profondo dal mantello che provoca la rottura della crosta continentale con sviluppo di fratture

Ascension of deep magma from the mantle, cracking the continental crust with fractures




Carta paleogeografica della Tetide e dei margini continentali circa 180 milioni di anni fa. L'apertura di un neo-Atlantico provocò separazione della Pangea e la nascita dell'oceano della Tetide. Si formarono due ampi paleocontinenti chiamati Laurasia e Gondwana

Paleogeographical map of the Tethys Ocean and of continental edges about 180 million years ago. The opening of a neo-Atlantic ocean caused the splitting of the Pangea and the formation of the Tethys Ocean. Two wide paleo-continents formed, called Laurasia and Gondwana

*Fig. 7. a, b*

Nelle figg. 8 - 9 sez. A viene illustrata una ricostruzione dei domini paleogeografici nell'oceano alpino (Tetide) nel settore centro-occidentale alla fine della fase di espansione del margine divergente, basata sulle concezioni classiche. Sempre in fig. 10 sono rappresentati due modelli alternativi di ricostruzione; nel primo (B) si può osservare che le Unità del Gran San Bernardo e del Monte Rosa-Gran Paradiso formavano due microcontinenti interposti alla crosta oceanica. Nell'interpretazione del modello C le due Unità appartenevano in origine alla placca adriatica.

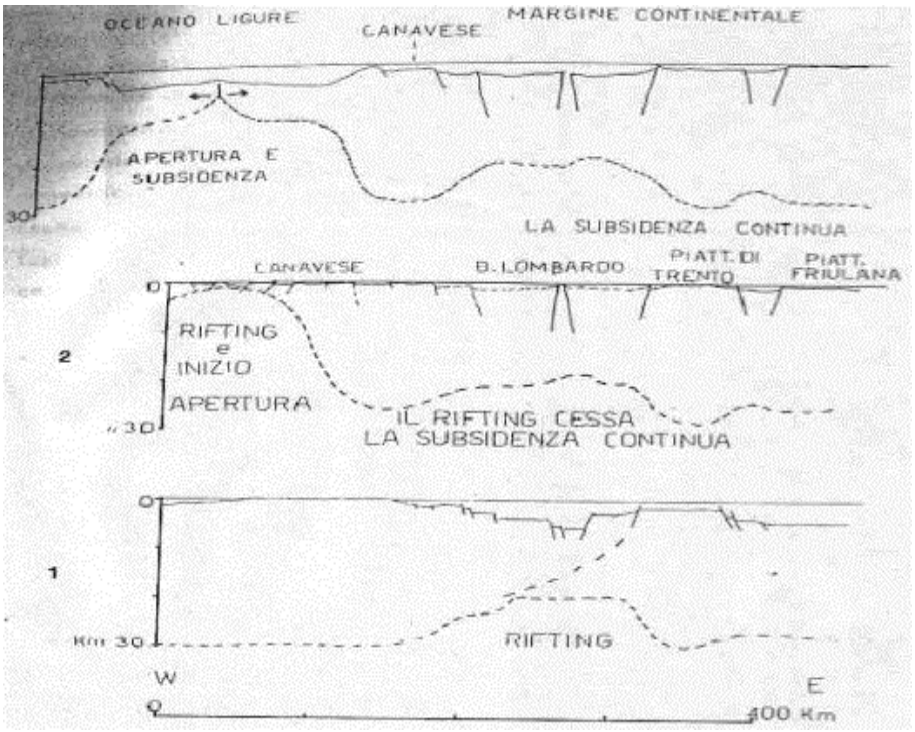



*Fig. 8. 1) Tetide superiore, aree di rifting in corrispondenza del bacino Lombardo. 2) Linea superiore. Spostamento verso occidente, a W del Canavese, dell'asse di rifting: il bacino Lombardo e il solco di Belluno vanno in rapida subsidenza, mentre la piattaforma di Trento comincia ad andare in subsidenza. 3) Oxfordiano superiore - il bacino oceanico Ligure -Piemontese ha raggiunto la sua apertura massima (Winterer e Boselli, 1991)*

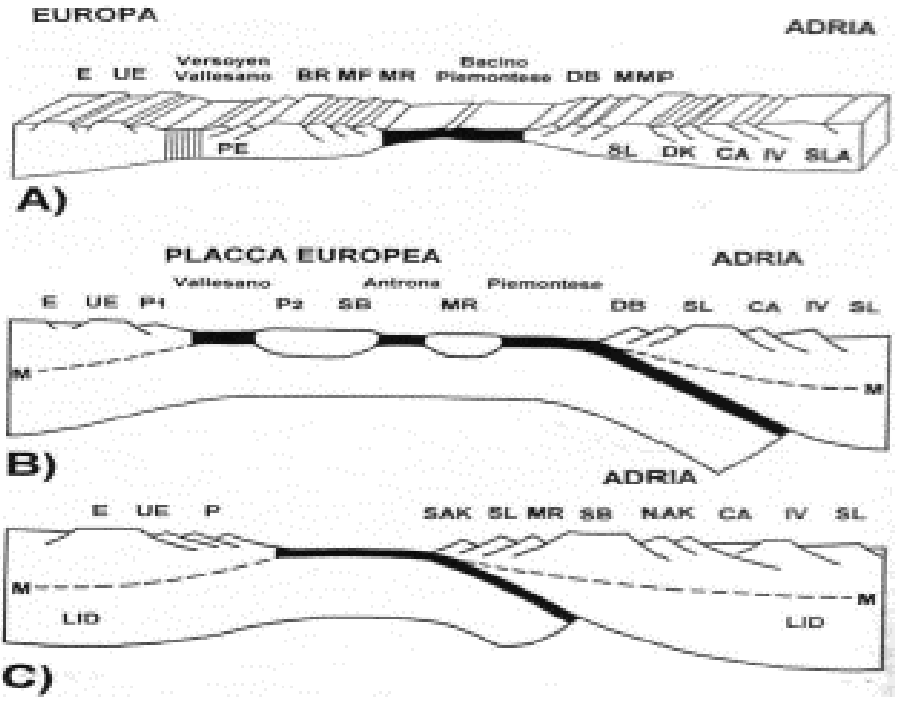



*Fig. 9. Ricostruzione paleogeografica del settore alpino occidentale secondo le visioni classiche (A) e alternative (B e C). Da Dal Piaz G.V., 1992. Elvetico E; Ultraelvetico UE; Pennidico inferiore PE-P1-P2-P; Gran San Bernardo BR-SB; Monte Rosa- Gran Paradiso MR; Austroalpini settentrionali NAK, M. Mary-Pillonet MMP; Dent Blanche DB; Austroalpini meridionali SAK, Sesia Lanzo SL; Zona del Canavese CA; Zona Ivrea-Verbano IV; Serie dei Laghi SL; Moho M. In nero è rappresentata la crosta oceanica.*

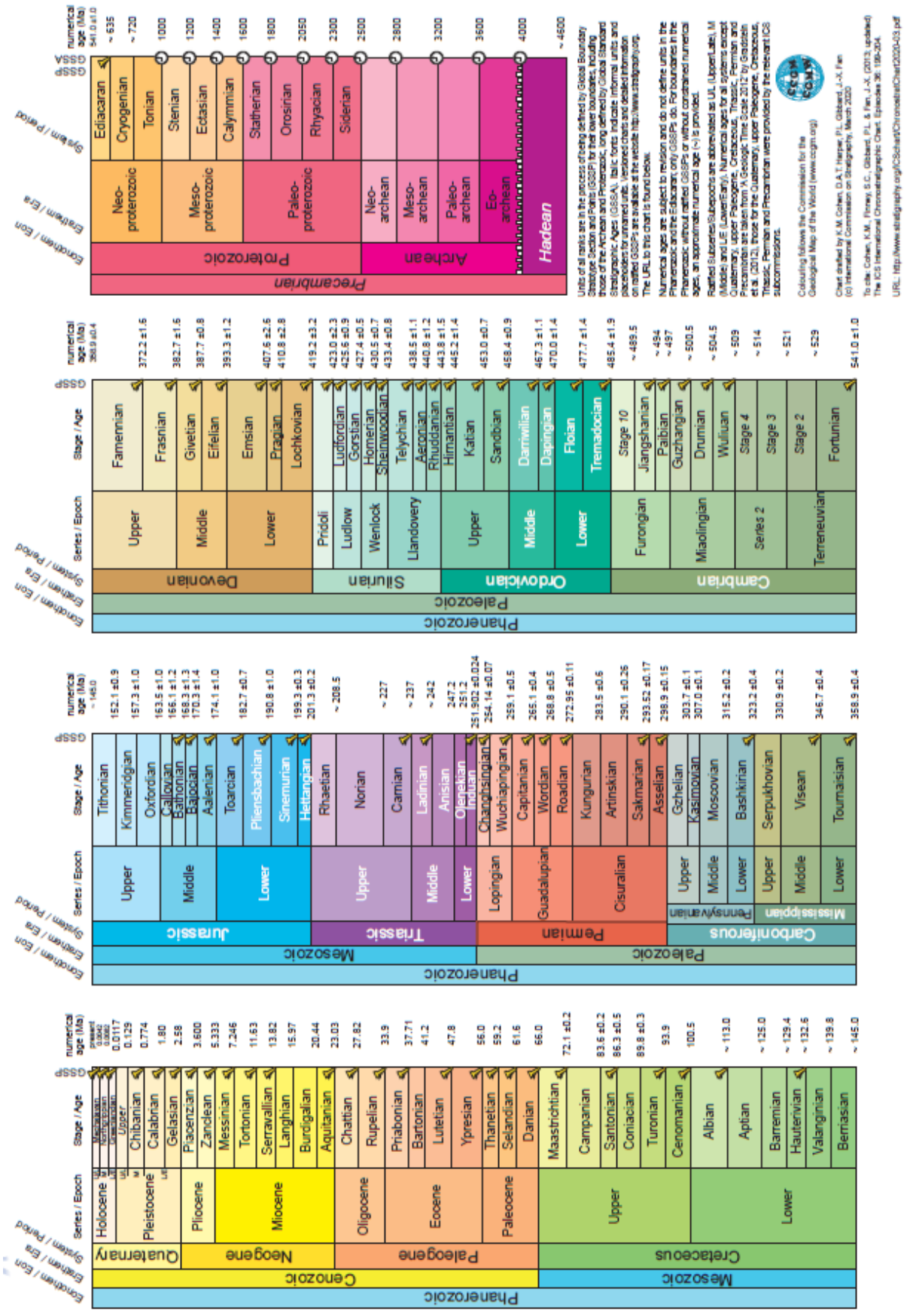


*Fig. 10. Scala geocronologica (INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART da www.stratigraphy.org)*

Alla scala globale, la genesi del bacino e l'origine delle forze a carattere distensivo sono attribuite all'apertura e all'espansione dell'Atlantico centrale ed al relativo movimento dell'Africa rispetto all'Europa. La successiva evoluzione che, a partire dal Cretaceo superiore, determina una inversione del trend dinamico con l'instaurazione di forze compressive che porteranno alla chiusura della Tetide e, contestualmente, alla formazione di un margine convergente che darà luogo all'orogenesi alpina, sembra sia provocata dalla apertura dell'oceano meridionale ed alla rotazione, in senso antiorario, del continente Africano.

L'orogenesi alpina viene comunemente suddivisa in tre episodi (eoalpina, mesoalpino e neoalpino) che corrispondono ad una evoluzione delle condizioni strutturali e ad ambienti di formazione e di trasformazione delle unità rocciose nettamente differenti tra loro.

La prima parte della storia delle Alpi si concentra nei domini Austroalpino, Pennidico e Ligure- Piemontese. Il primo evento (Eoalpino dal Cretaceo al Paleocene) è caratterizzato dallo sviluppo di un meccanismo di subduzione; il processo si determina a causa di una rottura litosferica nella zona di transizione tra il margine adriatico ed il bacino Ligure-Piemontese. In questa maniera si vengono a formare due nuove placche; una europea di natura composita che comprende litosfera oceanica e continentale; l'altra, microplacca adriatica (primo blocco di Africa a collidere con l'Europa), è di natura continentale. La litosfera oceanica, fredda, viene subdotta al di sotto del continente adriatico trascinando parte di crosta dei margini continentali. Si ipotizza che il piano di subduzione (piano di Benioff) non coincidesse con il margine sudorientale della fossa [4] piemontese, ma che fosse invece localizzato all'interno del basamento cristallino paleoafricano. Il fenomeno di subduzione determina condizioni di anomalia termica negativa (bassa temperatura) e sviluppo di metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (metamorfismo eclogitico e in facies scisti blu).

La subduzione, con vergenza verso il settore interno della catena, coinvolge non una placca unitaria bensì una serie di elementi strutturali distinti che si immergono in parallelo anziché in successione al di sotto delle Alpi Meridionali e di parte del mantello. Il preesistente assetto paleogeografico risulta così totalmente scompaginato.

A questo punto è bene evidenziare, oggi, che cosa si intende per settore interno e per settore esterno nelle Alpi Occidentali (a tal proposito si veda la fig. 11).

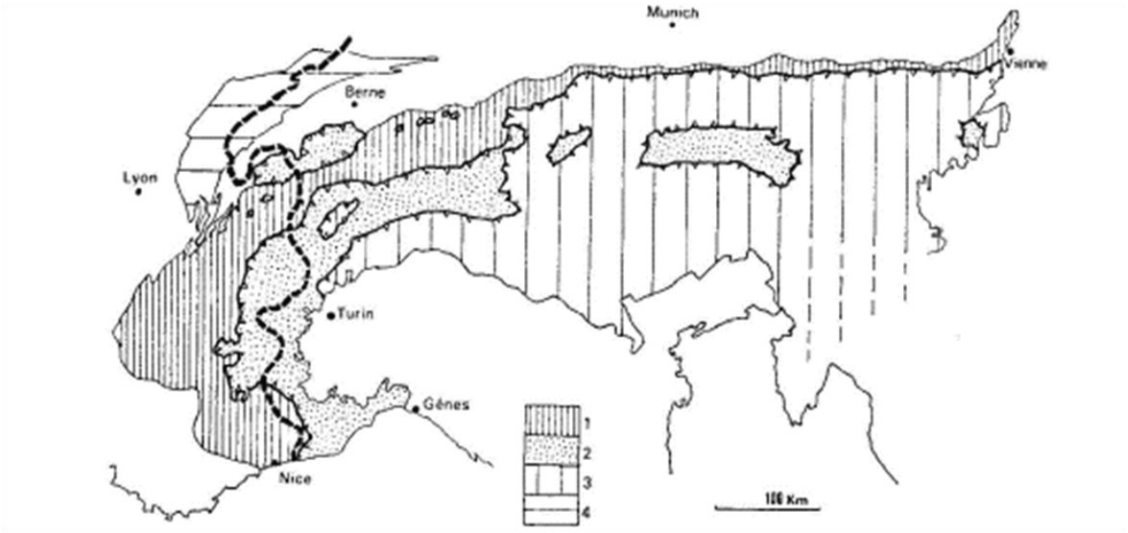



*Fig. 11. Alpes occidentales (1-2) et Alpes orientales (3). 1 Zone extreme alpine; 2 Zone interne alpine; 3 Alpes orientales; 4 Jura*

Inizialmente vi è una sovrapposizione del margine continentale africano su quello europeo. Le unità continentali Pennidiche e Austroalpine sono staccate dalla fronte del margine[5] ed inserite nella zona di subduzione quando sono agganciate da rilievi topografici della litosfera oceanica (*horst*, *seamounts*, diapiri ecc..) che entrano nella fossa in periodi precoci a scarsa sedimentazione. Il processo definito "erosione tettonica sottocrostale" è facilitato dalla presenza delle discontinuità ancestrali prodotte dalle fasi permo-mesozoiche di attenuazione litosferica e di *rifting*. Anche i rilievi oceanici che raggiungono episodicamente la fossa possono essere delaminati da microcollisioni e fornire sottili unità ofiolitiche che sono introdotte nella zona di subduzione, traslate in profondità ed accoppiate ad unità continentali. L'oceano subdotto poteva anche essere unitario e privo di isole continentali, infatti non necessariamente alla presenza di ofioliti si deve associare il concetto di canali oceanici.

Parte dei materiali continentali ed oceanici introdotti nella zona di subduzione sino a profondità di 50 / 60 Km e metamorfosati con trasformazioni prograde (riequilibrio della loro composizione mineralogica alle condizioni di alta pressione e temperature relativamente basse - metamorfismo in facies scisti blu ed eclogiti), è deviata verso l'alto

[4]Si tratta di una profonda depressione che si forma in prossimità dei margini convergenti.
[5]I margini continentali possono essere passivi o attivi. Quelli attivi coincidono con i margini di una placca tettonica e sono altamente instabili perché sottoposti a compressione o subduzione; quelli passivi sono lontani dai margini di placca e segnano il limite tra un continente ed un oceano appartenenti alla stessa placca.

quando raggiunge la strozzatura del mantello freddo e rigido della placca superiore. Essi si appilano in una struttura embrionale e, con il progredire del processo di sottoscorrimento tettonico, si ispessiscono gradualmente e generano un prisma orogenico in espansione verso l'alto.

Crescita ed esumazione sono facilitate dalla periodica distensione e dalla denudazione tettonica della soprastruttura del prisma orogenico (fig. 12.)

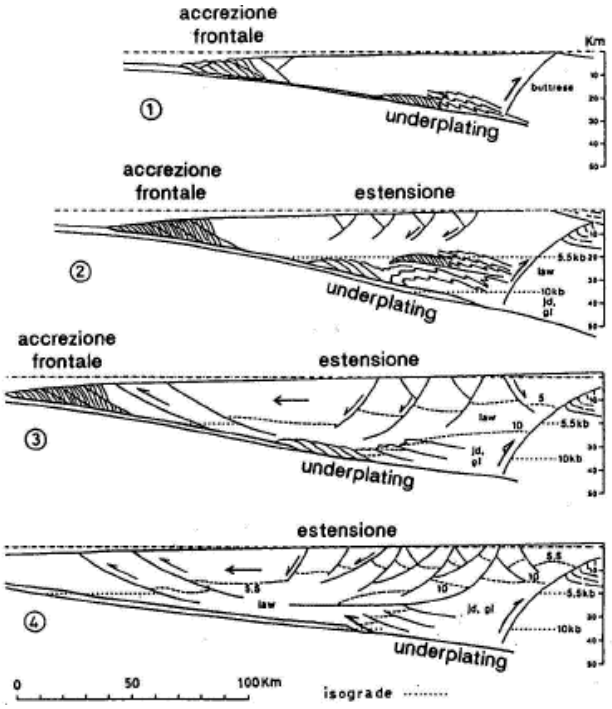



*Fig. 12.* *Modello cinematico di un prisma che prograda verso la fossa e si ispessisce per il concorso di processi di accrezione frontale, sottoscorrimento ed estensione della soprastruttura. Notare che le isoterme/isobare del metamorfismo in facies scisti blu (lw) ed eclogitica (jd, gl), disegnate orizzontali nella sezione 2, sono dislocate e progressivamente innalzate nelle sezioni successive, indicando la risalita del complesso di subduzione verso livelli superficiali. Da Guide Geologiche Regionali, BE-MA editrice.*

La soprastruttura costituisce un relitto frammentario dell'originario margine continentale ed è formata da unità continentali prive di metamorfismo eclogitico (lembi Austroalpini settentrionali, Brianzonese, Canavese). Tali unità erano il substrato di bacini del sistema di avanarco[6], ove la deposizione delle coperture sedimentarie poteva durare sino alla collisione eocenica.

Con il Cretaceo superiore inizia una vistosa sedimentazione terrigena nella fossa, alimentata dall'emersione del prisma e della sua soprastruttura, sempre più smembrata.

Il prisma frontale si accresce verso l'oceano, aggregando dominanti unità sedimentarie, scaglie ofiolitiche e locali frammenti del margine attivo: alcune di esse possono raggiungere profondità adeguate alla genesi di una impronta in facies scisti blu di età tardo – cretacica.

La fig. 13 schematizza l'evoluzione cinematica delle Alpi occidentali dalle fasi eoalpine pre-collisionali alla chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese ed alla collisione continentale, seguendo il modello di erosione ed accrezione tettonica (Polino R. et alii, 1990).

[6]L'arco vulcanico è una catena montuosa (anche se spesso appare come un arco insulare) costruita dall'attività vulcanica e quindi collegata al fenomeno stesso della subduzione; avanarco è la regione a crosta continentale compresa tra fossa oceanica e arco vulcanico in una zona di subduzione. Si veda anche la fig. 6.

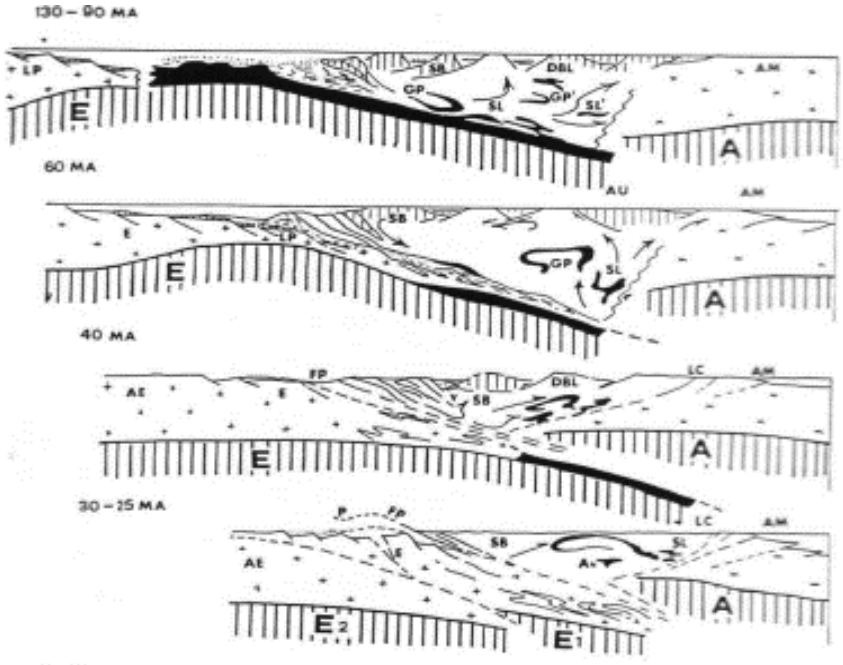



*Fig. 13. Evoluzione delle strutture della catena alpina (Pollino R. et al.ii, 1990) AM: Alpi meridionali, LC: Linea canavese; AU: Austroalpino supeiore; DBL: Dent Blanche, SB: Gran San Bernardo; SL-SL': Zona Sesia Lanzo; GP-GP': Gran Paradiso; nero, crosta oceanica e unità XXX (An. Antrona); P: Prealpi; FP: fronte Penninico; LP: Ultrelvetico e Penninico inf.; E: Elvetico; AE: XXElvetico; A: Moho adriatica; E-E1-E2: Moho europea; frecce: traiettorie climatiche.*

L'ampiezza dell'oceano Ligure-Piemontese era certamente non trascurabile tenuto conto della necessità di garantire la subduzione ed una persistente anomalia termica negativa per almeno 80 milioni di anni. Tuttavia non vi sono prove dirette sulle dimensioni e l'età della litosfera oceanica definitivamente subdotta poiché le falde ofiolitiche delle Alpi consentono solo di ricostruire la natura delle loro sorgenti, cioè degli alti strutturali oceanici che sono stati delaminati al contatto con la fronte del margine attivo.

Il margine passivo europeo era formato dalla Zona Elvetica –Ultraelvetica e dalle unità più profonde della Zona Pennidica inferiore. Le grandi Unità Pennidiche (Gran San Bernardo, Gran Paradiso-Monte Rosa) e Austroalpine, originariamente appartenenti al continente adriatico, si incastrano e vengono trascinate nella zona di subduzione. Qui si sviluppa un fenomeno di appilamento della crosta continentale a cui si associano lembi di crosta oceanica (prisma di accrescimento). Raggiunte profondità dell'ordine dei 50-60 Km, parte dei materiali viene deviata verso l'alto; gradatamente si ha la formazione di un prisma orogenico in espansione verso la superficie. La collisione del margine europeo con la litosfera subalpina e il raccorciamento indottone provocano un accavallamento delle grandi strutture mediante lo sviluppo di falde di ricoprimento.

Sul fronte del margine attivo adriatico si ha la formazione di una prima catena a falde di basamento e copertura a vergenza europea, infatti si ha un'erosione tettonica del margine attivo e una delaminazione degli addentellati oceanici, con inserimento nella zona di subduzione di sottili unità tettoniche e loro appilamento in una struttura embrionale.

Successivamente, per cause non precisate, si ha una nuova fase in cui vi è la risalita tettonica delle unità subdotte con un movimento obliquo opposto a quello della subduzione, dunque con vergenza rivolta verso il settore esterno della catena. Non trattandosi di un sollevamento in blocco della regione, ancora una volta l'assetto strutturale esistente viene distrutto; la zoneografia metamorfica di alta pressione non è di conseguenza conservata e anzi si sviluppa un metamorfismo in facies scisti verdi [7]. Brandelli di materiale del mantello vengono coinvolti nella risalita, come testimoniano alcune scaglie di rocce ultramafiche tettonizzate rinvenute lungo il Lineamento Periadriatico e, probabilmente, anche il Massiccio di Lanzo. In altri termini si ha una migrazione verso l'alto del prisma e prosecuzione del suo accrescimento per sottoscorrimento tettonico di nuove unità subdotte; la risalita del prisma è facilitata da estensione e denudazione tettonica della soprastruttura.

Mentre la catena cretacica si sviluppa sul margine attivo della placca superiore, nella fossa oceanica e nei bacini di avan-arco si depositano estese sequenze di *flysch* cretaceo-paleocenici, presto inseriti nella catena a falde; *flysch* analoghi sono presenti anche nelle Alpi Meridionali, in settori interni del margine attivo.

L'evento Mesoalpino (Eocene-Oligocene superiore) viene definito dalla graduale chiusura del bacino oceanico e dalla collisione del continente europeo con la placca adriatica. Rappresenta il periodo in cui si formano le grandi strutture tettoniche a falde di ricoprimento a vergenza europea.

[7]Metamorfismo di bassa pressione e media temperatura.

In particolare si hanno:

- la prosecuzione della sedimentazione nella soprastruttura (bacini di avanarco) e nell'avanfossa 8, a substrato continentale mobile, che sostituisce la fossa oceanica;
- l'ulteriore risalita del prisma orogenico.

Il processo di subduzione si attenua notevolmente riducendo l'anomalia termica negativa; questo fa sì che si instaurino le condizioni per lo sviluppo di un metaformismo regionale (gradienti normali di temperatura, facies scisti verdi) e che le deformazioni tettoniche, per le unità più profonde, abbiano carattere più duttile. La collisione continentale genera un ispessimento e una espansione in senso orizzontale della catena, aggregando alla pila delle falde eoalpine porzioni sempre più estese del margine passivo della placca europea. Vi sono le prime grandi rotture nell'avampaese[9] europeo e il distacco delle coperture sedimentarie dal basamento in scorrimento al di sotto della parte frontale della catena, con formazione di sottili falde di scollamento.

La genesi del rilievo montuoso è infine legata al generale sollevamento della catena, che ha giocato un ruolo fondamentale a partire dall'Oligocene. Tale fenomeno, dell'ordine di alcuni mm/anno per la catena alpina, è imputabile alla tendenza al "galleggiamento" della crosta continentale, meno densa rispetto ai materiali del mantello. Nelle zone di crosta ispessita, come nel caso delle Alpi, si crea un disequilibrio la cui compensazione è data dal progressivo innalzamento della catena. Questo processo è stato, in tempi più recenti, influenzato dalle pulsazioni glaciali; la presenza di notevoli calotte di ghiaccio e quindi l'aggiunta di massa, ha in genere rallentato il sollevamento che successivamente riprendeva nelle fasi di ritiro glaciale.

La perturbazione termica mesoalpina facilita lo sviluppo di un ciclo eruttivo collisionale, indicato da tempo con il nome di magmatismo Periadriatico; il nome ha significato geografico e deriva dal fatto che i corpi magmatici sono insediati nella soprastruttura della catena alpina lungo una fascia che segue il lineamento Periadriatico, dal Piemonte (plutoni di Traversella in Val Chiusella) sino al confine tra Austria e Slovenia, durante l'Oligocene. Tale scenario è facilitato da condizioni distensive della soprastruttura. Le grandi linee di frattura del lineamento Periadriatico, importante perché separa le Alpi Meridionali dalle Alpi in senso stretto, sono invece neogeniche (evento Neoalpino, come si vedrà in seguito).

Il magmatismo è rappresentato da granodioriti, tonaliti, sieniti, monzoniti, gabbri e numerosi corpi minori, filoni di porfiriti e coperture vulcaniche preservate localmente lungo la Linea del Canavese e all'estremità orientale delle Alpi. Plutoni e filoni, situati all'origine in profondità, sono attualmente visibili grazie al sollevamento della catena e all'erosione che li ha denudati, smantellando al tempo stesso buona parte dei coevi apparati vulcanici. L'avanfossa migra verso il dominio Elvetico. In questo intervallo temporale si ha la maggior parte del sollevamento della catena alpina, non in modo omogeneo, però, in quanto le Alpi sono suddivise da faglie e fratture pluri-chilometriche che diversificano l'innalzamento.

In concomitanza con la fase eocenica si instaurano condizioni di compressione trasversale rispetto all'asse della catena cui si devono importanti strutture plicative.

Nel periodo Neoalpino, a partire dal Miocene, mentre prosegue la formazione della catena a vergenza europea con lo sviluppo di ulteriori falde più esterne, si ha l'attivazione di un sistema di fratture (Lineamento Periadriatico) che svincola il settore alpino interno; questo assume vergenza adriatica con deformazioni di tipo compressivo che si protraggono dal Miocene al Pliocene. Le deformazioni neoalpine sono prevalentemente di tipo fragile, pur non mancando grandi pieghe. Si può così parlare di tettonica a doppia vergenza nel Dominio Elvetico e in quello Sudalpino.

Le unità superiori reagiscono in modo più rigido ed unitario rispetto alle fasi precedenti, con sollevamenti, rotazioni e deformazioni interne a grande lunghezza d'onda, indotte in prevalenza dalla spinta del blocco Sudalpino (fig. 14) che agisce come punzone.

Accanto a quanto sopra, si verifica la traslazione dei corpi eruttivi periadriatici rispetto alla posizione delle loro sorgenti. La fase Neoalpina si svolge contemporaneamente allo stadio principale dell'evoluzione appenninica e alla rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso. Una ulteriore complicazione dell'assetto geometrico della collisione viene introdotto dalla complessa interazione delle cinematiche alpina ed appenninica che avvengono a partire dal Neogene. Il risultato conferisce alla catena la caratteristica forma arcuata del suo settore occidentale, che simula una rotazione antioraria della zona di collisione tra la placca europea e quella apula.

A tali eventi è anche legato il *thrust* (sovrascorrimento) del Monferrato-Colline di Torino; in questo caso l'assenza di strutture recenti che possano rappresentarne il proseguimento verso ovest suggerisce che il sistema del Lineamento Periadriatico abbia assorbito gli inevitabili movimenti di compensazione.

Nel settore al margine interno dell'arco alpino tra gli sbocchi delle Valli Orco e Stura di Lanzo, è stata rinvenuta una serie, caratterizzata da sedimenti a granulometria prevalentemente fine, interamente riferibile ad un "complesso

8L'avanfossa (foredeep) è un'area depressa antistante la catena montuosa e verso cui convergono le pieghe o falde delle rocce deformate costituenti la catena montuosa; costituisce una zona subsidente, di forte accumulo sedimentario sin-post orogenetico, spesso indicato col termine di sedimenti "molassici" derivanti dallo smantellamento per veloce erosione delle rocce della catena montuosa in fase di innalzamento.
9L'avampaese (foreland) è l'area indisturbata dal corrugamento orogenetico; si trova in posizione antistante l'avanfossa ed è costituita dalla medesima successione, o dalla loro naturale transizione laterale, delle rocce che nell'avanfossa costituiscono il basamento su cui si depongono i sedimenti molassici.

plio-pleistocenico"; la porzione pliocenica della successione non appare terrazzata, mentre quella pleistocenica, più grossolana, è terrazzata, il che si configurerebbe come l'instaurazione di una importante "fase neotettonica" durante il Pleistocene.

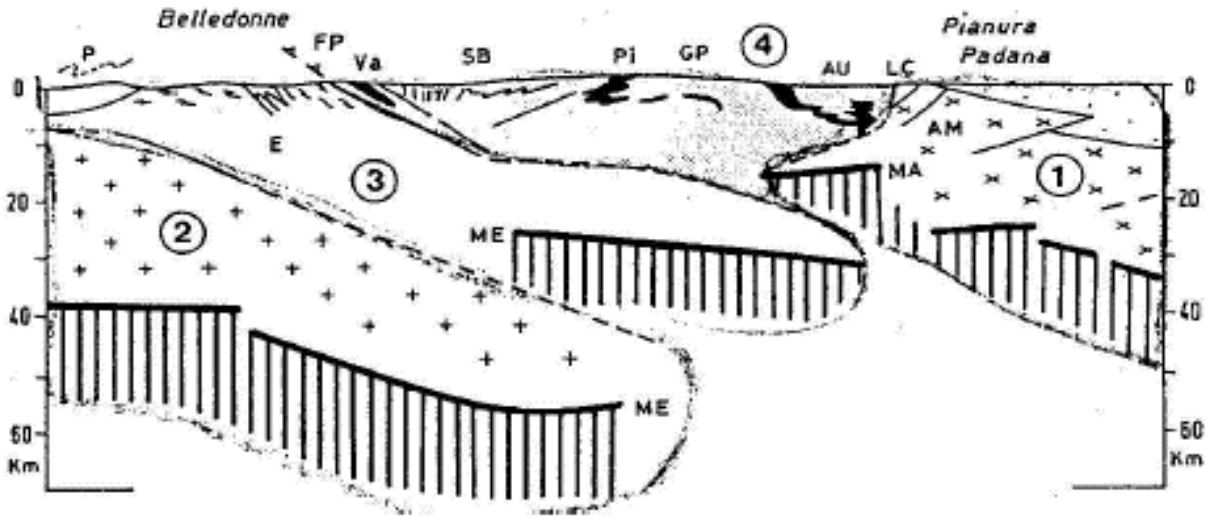



*Fig. 14. Interpretazione della struttura crostale delle Alpi nord-occidentali (Polino et al., 1990). MA: moho adriatica; ME: moho europea; AM: Alpi Meridionali; LC: Linea del Canavese; AU: Austroalpino (Sesia-Lanzo); nero: ofioliti; GP: Gran Paradiso; SB: Gran San Bernardo; nero: unità ofiolitiche e flysch associati (Pi: Piemontesi; Va: Vallesane/Versoyen); E: Elvetico; P: Prealpi Romande e del Chiablese.*

La sismicità del Friuli, del Cuneese, del Pinerolese e di altri settori della catena attestano che compressione e deformazioni fragili sono tuttora in corso.

Il Pinerolese costituisce attualmente il settore a più elevata sismicità dell'Arco Alpino Occidentale, caratterizzato da eventi relativamente frequenti, superficiali, che sviluppano un'energia medio-bassa; l'interpretazione delle deformazioni duttili su sedimenti quaternari di ambiente fluvio-lacustre in Val Pellice (area di Luserna San Giovanni) ha consentito di acquisire nuove informazioni sulla paleosismicità del Pinerolese, durante la sedimentazione di depositi riferita al Pleistocene inferiore. Analogamente nella bassa Val Chisone, nei sedimenti lacustri del Villafranchiano interessati da laminazione convoluta, sono state trovate strutture da sfuggita d'acqua ecc. Tali strutture possono essere interpretate come possbili paleosismiti. Pertanto, le deformazioni di cui sopra, identificabili come strutture da deformazione penecontemporanee, testimoniano l'attività sismica del Pleistocene inf., probabilmente relativa alla recente evoluzione tettonica della porzione interna delle Alpi nordoccidentali.

## 2.1 Cenni di neotettonica

Il sollevamento generale della catena dall'Oligocene ad oggi è documentato e localmente è stato rallentato per effetto del peso delle grandi masse glaciali durante le ultime pulsazioni glaciali del Quaternario (surrezione isostatica).

Nel Pliocene e nel Quaternario la catena alpina occidentale è stata interessata prevalentemente da faglie normali e, localmente, da faglie trascorrenti (vedi fig. 15). Ne consegue che gli elementi in cui attualmente può essere scomposto l'edificio alpino, che possiamo definire "blocchi neotettonici", non ricalcano generalmente le unità paleotettoniche, ma ne intersecano i limiti.

I blocchi non costituiscono delle unità chiuse, la loro delimitazione è infatti solo parziale ed è segnata da faglie maggiori, quali la Linea del Canavese, espressione del già citato Lineamento Periadriatico in Piemonte. I limiti tra i blocchi neotettonici sono rappresentati da dislocazioni a scivolamento essenzialmente verticale; alcune di queste dislocazioni corrispondono alla riattivazione di faglie impostatesi durante le fasi precedenti del processo orogenetico o addirittura ereditate da situazioni strutturali prealpine (Linea del Canavese tra Ivrea e Séssera). In quest'ultimo caso si osserva che l'attuale Linea del Canavese ricalca quella primaria dove questa era verticale durante le fasi finali, dove era retroflessa è stata invece "cicatrizzata". Le faglie della tettonica quaternaria sembrano comunque avere giocato il ruolo di modeste discontinuità entro una massa in complessivo sollevamento.

Per quanto riguarda le fratture, non si può escludere che alcuni solchi vallivi rettilinei possano corrispondere a grosse fratture nei confronti delle quali l'agente del modellamento (corso d'acqua, ghiacciaio) avrebbe potuto avere funzione passiva. È molto probabile che gran parte dei lineamenti rilevabili con teleosservazioni nell'area alpina, per i quali non esiste un riscontro geologico di faglie, corrispondano a forme modellate su fratture; ad esempio il lineamento Cenischia-Nizza (170 Km di lunghezza) corrisponde ad una serie di fratture allungate in direzione nord-sud che interessano formazioni pre-plioceniche.

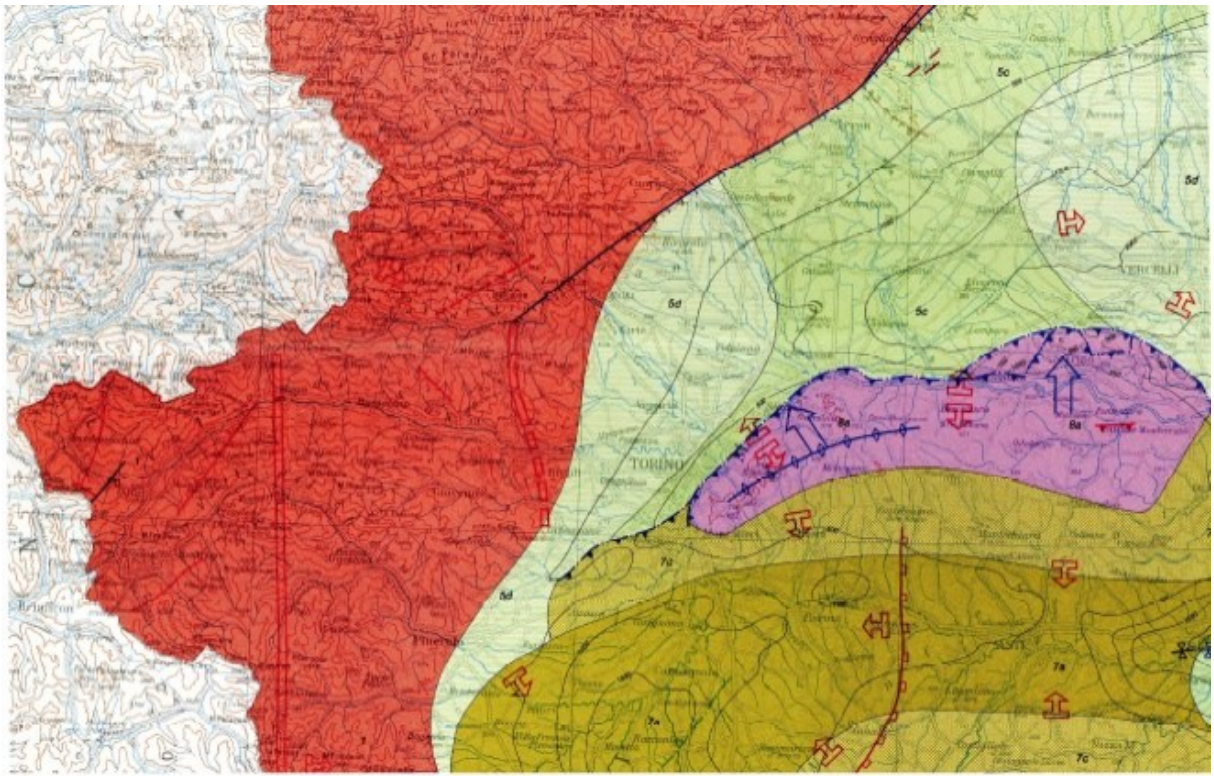
Altra annotazione si può fare per lo spartiacque delle Alpi occidentali, il quale avrebbe seguito una migrazione dall'interno verso l'esterno (verso l'avampaese europeo). Anche qui la spiegazione tettonica è la più plausibile: lo spartiacque è migrato in seguito all'arretramento fortemente differenziato delle testate dei corsi d'acqua che drenano verso l'interno rispetto agli altri, conseguenza del sollevamento differenziale (maggiore all'esterno) dell'edificio alpino. L'intero fenomeno di migrazione sarebbe avvenuto nel Pliocene-Quaternario. Dato che la posizione degli antichi spartiacque non è esattamente concentrica e simmetrica rispetto a quella dell'attuale, risulta che la surrezione isostatica dell'edificio alpino non ha avuto un andamento spazialmente e cronologicamente omogeneo, cioè le Alpi non si sono sollevate uniformemente e contemporaneamente in tutta la loro estensione. Il sollevamento è stato differenziato nello spazio e sfasato nel tempo dall'interno (più vecchio) all'esterno: fatte alcune eccezioni, è infatti verso l'esterno della catena che sono ubicati i rilievi maggiori.

Il fenomeno di migrazione dello spartiacque è chiaramente legato all'esistenza di numerosi fenomeni di cattura fluviale, che conducono alla decapitazione di un bacino idrografico ad opera di un altro. Nei casi in cui le direzioni di drenaggio sui due opposti versanti fossero state diverse, esiste nel torrente attuale una brusca variazione di direzione che corrisponde alla zona a partire dalla quale quest'ultimo è condizionato dalla direzione ereditata.

Si parla di gomiti di cattura, in questo caso, quali quello di Susa nella valle omonima, quello di Fenestrelle in Val Chisone. Connesse con i sistemi di drenaggio più antichi troviamo alcune forme relitte che testimoniano delle direttrici completamente diverse dalle attuali, dirette NNE-SSW in Città metropolitana di Torino (Colle del Lys, spartiacque tra Valli di Lanzo e Val Susa; Colletta di Cumiana – tra Valle Sangone e Valli del Pinerolese).

In base ai pochi dati geodetici disponibili, si può comunque desumere che oggi è tutt'ora in atto il tipo di evoluzione che ha agito nell'intervallo immediatamente precedente, laddove le faglie rappresentano delle discontinuità precostituite entro l'edificio alpino in complessivo sollevamento. Ad esempio, la Valle Clarea, tributaria di sinistra della Valle di Susa poco a valle di Chiomonte, presenta un gradino di confluenza sensibilmente più elevato degli altri affluenti, inoltre, nei depositi glaciali che la caratterizzano sono sviluppate delle caratteristiche forme erosionali (piramidi di terra) assenti nelle aree limitrofe.

L'andamento del T. Clarea, in prossimità della confluenza, assume la forma di “uncino”, assai caratteristica. Questi elementi indicherebbero che il settore montuoso sul quale è impostato il versante orografico sinistro della Valle di Susa si è sollevato rispetto a quello di destra e che la dislocazione in corrispondenza della quale si è verificato il movimento corre approssimativamente lungo l'asse della Valle di Susa ed ha una componente trascorrente sinistrorsa.



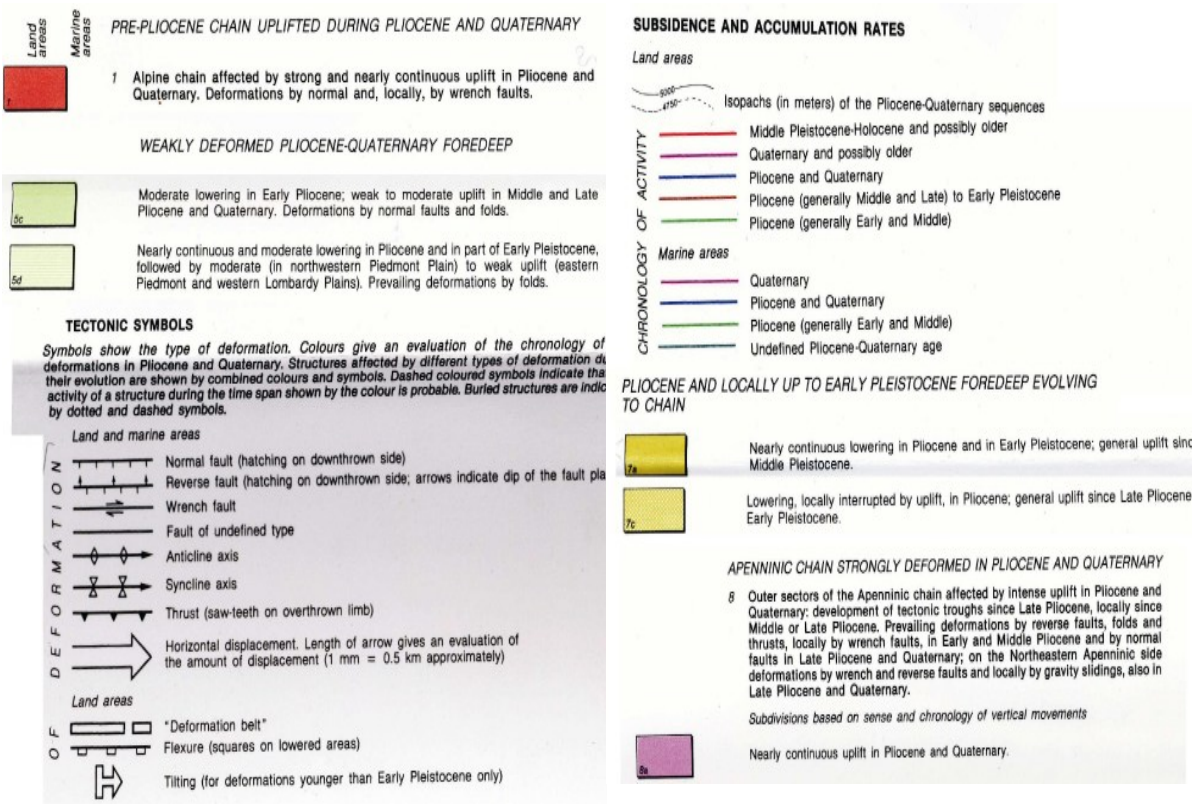



*Fig. 15. Da Carta Neotettonica d´Italia, modificata e non in scala.*

Rimanendo in zona, è bene menzionare l'importante deformazione lineare rappresentata dalla fascia di deformazione di ampiezza plurichilometrica tra Oulx e Chiomonte (SW – NE), dove le dislocazioni hanno interessato anche le formazioni pliocenico – quaternarie e hanno condizionato il modellamento glaciale della media Val di Susa. I fenomeni di estensione bilaterale delle creste dei versanti e la concentrazione di frane per deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) nelle Valli di Susa e Chisone potrebbero testimoniare che lo stesso campo di sforzi interagisca con la morfogenesi attuale.

Uno degli effetti della cosiddetta Neotettonica Alpina è appunto la diffusissima presenza di fenomeni di movimento di massa (un tempo detti “paleofrane”) delle dimensioni di alcuni kmq, oggi alcune di esse definite DGPV; queste sono innescate da meccanismi al limite tra quelli di natura tettonica e quelli di origine morfologica. Un altro lineamento degno di nota è il “trend” delle Alpi Cozie meridionali, serie di lineazioni NW-SE coincidenti per tratti limitati a sovrascorrimenti e faglie parallele al fronte Pennidico.

Nelle aree di pianura la fascia estesa in senso nord – sud che va da Rivarolo C.se a Bricherasio è interessata da un moderato e quasi continuo abbassamento nel Pliocene e nel Pleistocene inf., seguito da un moderato sollevamento. Le deformazioni prevalenti sono pieghe. L'area tra Torino, il Chivassese e l'Eporediese è interessata da un moderato abbassamento nel Pliocene inf., da un debole sollevamento nel medio – tardo Pliocene e nel Quaternario, qui le deformazioni prevalenti sono faglie normali e pieghe. Abbiamo poi una fascia compresa tra Airasca ad ovest e Chieri ad est caratterizzata da un abbassamento, interrotto da fasi di sollevamento, nel Pliocene e da un generale sollevamento nel tardo Pliocene – Pleistocene inf. In questo caso le deformazioni prevalenti sono riconducibili a sovrascorrimenti e *tilting* (movimenti di basculamento, con intensità differenziali di sollevamento da una parte e di abbassamento dall'altra). Infine, tutta la fascia orientata secondo la direzione SW – NE tra Cavour e Poirino è caratterizzata da un quasi continuo abbassamento nel Pliocene e nel Pleistocene inf., da un generale sollevamento a partire dal Pleistocene medio. In quest'ultimo caso prevalgono i movimenti di *tilting*, subordiantamente sono presenti faglie sepolte.

Come si vedrà meglio nei capitoli successivi, l'area delle Colline di Torino e del Basso Monferrato occidentale è considerata un “pezzo” di catena appenninica fortemente deformato, in particolare è caratterizzata da un quasi continuo sollevamento nel Pliocene e nel Quaternario, accompagnato da sovrascorrimenti nord – vergenti, *tilting* e dall'anticlinale delle Colline di Torino.

Oggi è universalmente accettato che l'evoluzione tettonica e metamorfica delle Alpi possa essere inquadrata nei modelli della tettonica delle placche.

Riassumendo, le Alpi hanno una struttura crostale a doppia vergenza, ossia due catene a falde che si sono propagate in senso opposto: una catena a vergenza europea, costituita da una sequenza di sistemi tettonici traslati, a partire dal Cretaceo, verso l'avampaese europeo (in media verso l'attuale NW) ed un sistema tettonico

meridionale che dal Neogene assume una prevalente vergenza africana (attuale S) – vedi fig. 16. Esse sono composte da grandi unità tettoniche di rilevanti sistemi rocciosi alloctoni generati da processi di ricoprimento tettonico (falde) che hanno coinvolto il basamento e la copertura dei bacini mesozoici. Il contatto tra i due sistemi è individuato da un sistema di fratture subverticali denominato Lineamento Periadriatico; questo nel settore occidentale (Canavese) si divide in due diramazioni (Linea del Canavese Interna e Linea del Canavese Esterna) che delimitano la Zona del Canavese, interposta tra la catena a vergenza europea e il Sudalpino. In realtà non si tratta di semplici piani di discontinuità, bensì di un fascio di piani paralleli con associate rocce metamorfiche assai caratteristiche dette miloniti.

Il fronte della catena alpina è sepolto sotto la potente successione di sedimenti marini e terrigeni che interessa la pianura Torinese, alcuni Km ad est degli attuali rilievi montuosi. Ad esempio il fronte strutturale del Massiccio Dora – Maira è piazzato in corrispondenza di un allineamento N – S, che va dall'area di Cumiana sino alle colline di Saluzzo (in Provincia di Cuneo). La splendida testimonianza della Rocca di Cavour, dove affiorano scisti e rocce metagranitoidi, unitamente ad altri affioramenti di rocce legate all'orogenesi alpina nella pianura del Pellice, confermano quanto sopra.

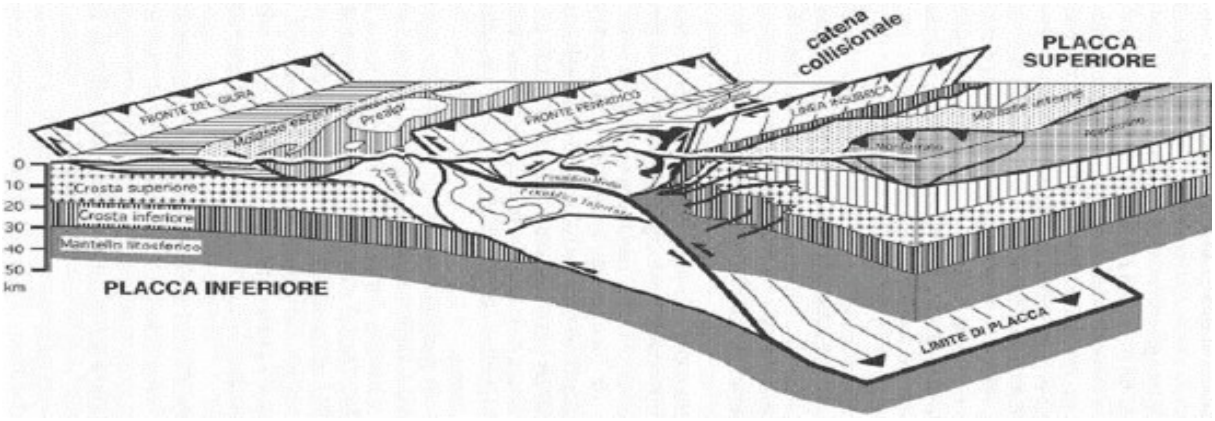



*Fig. 16. Stereogramma delle Alpi Occidentali -(tratto dalle Note Illustrative della Carta Geologica d´Italia - Scala 1:50.000 - F.153Bardonecchia)*

## 2.2 Suddivisione delle unità tettoniche alpine

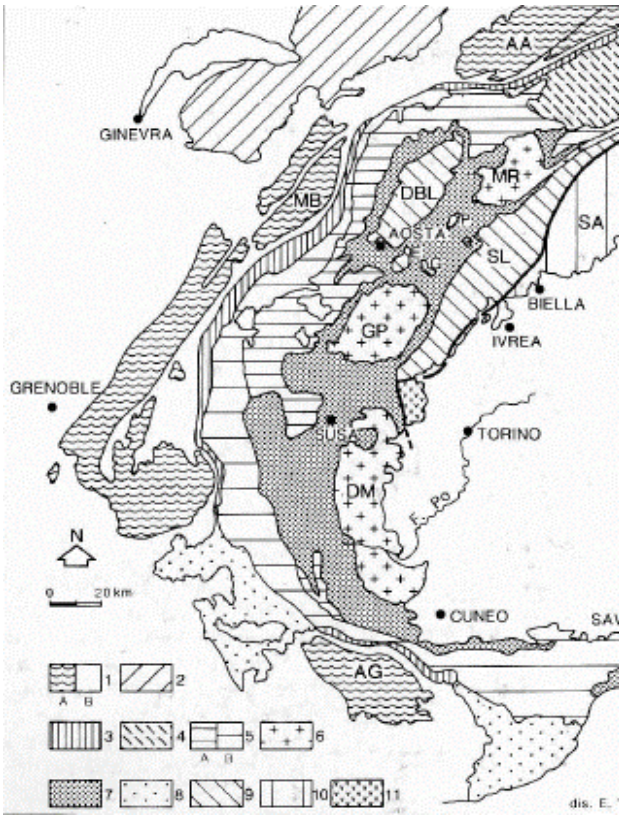
Storicamente nella catena alpina sono stati riconosciuti alcuni domini strutturali principali, cui è stata attribuita una forte connotazione paleogeografica, separati da superfici di contatto tettonico principali.

Ogni dominio, come si vedrà in seguito e in parte lo si è già spiegato, è caratterizzato da una storia geologica omogenea, parzialmente indipendente da quella dei domini adiacenti. Andando dall'interno della catena verso l'arco esterno del settore occidentale delle Alpi si riconoscono (vedi fig. 17):

- Il Dominio Sudalpino, un sistema tettonico rappresentato dalla Zona del Canavese, dalla Zona Ivrea-Verbano e dalla serie dei Laghi;
- Il Dominio Austroalpino, diviso a sua volta in Austroalpino delle Alpi occidentali e orientali; al primo sono riferiti la Zona Sesia-Lanzo e quei numerosi lembi di ricoprimento (*klippen*)[10] indicati con il termine complessivo di Sistema della Dent-Blanche. Quest'ultimo però non affiora nel territorio metropolitano;
- Il Sistema della Zona Pennidica (superiore, intermedia, inferiore) a cui si associano unità di tipo ofiolitico, mesozoiche, di origine oceanica. Esso rappresenta la zona assiale dell'edificio alpino e ad esso sono riferite, nel territorio di interesse, il Brianzonese, la Zona Piemontese s.l., la Zona dei calcescisti con pietre verdi, i massicci del Gran Paradiso, del Dora Maira, il sistema multifalda del Gran san Bernardo;
- Il Sistema Elvetico-Delfinese, molto esteso nel settore esterno delle Alpi occidentali e centrali, ridotto ad una fascia sottile e discontinua in quelle orientali;
- Il bacino della Molassa (avanfossa), esteso dal Lago di Ginevra a Vienna;
- Il sistema di falde di scollamento del Giura franco-svizzero.

Lineamento Periadriatico o Linea Insubrica segna il limite tra il Dominio Austroalpino ed il Dominio Sudalpino mentre il fronte Pennidico (piano di scorrimento tettonico) separa il Sistema Elvetico, che ha risentito in modo blando del metamorfismo alpino, dagli altri domini.

[10] Quando corpi sovrascorsi sub-orizzontali sono soggetti ad erosione, alcuni elementi di una falda possono essere isolati dal corpo principale. Frammenti isolati di un corpo sovrascorso originariamente continuo vengono chiamati klippen.




1: Dominio Elvetico: basamento (A) e copertura
2: Prealpi; 3: Unità Subbrianzonese; 4: Ricoprimenti Penn
ci Inferiori (Finestra Sempione-Ossola-Ticino); 5: Unità Br
zonese e del Ricoprimento del Gran S. Bernardo; 6: Ricc
menti Pennidici interni del M. Rosa (MR), Gran Para
(GP) e del Dora-Maira (DM); 7: Unità Piemontese; 8: Z
del Flysch ad Elmintoidi; 9: Ricoprimenti Austroalpini: M
siccio del Sesia-Lanzo (SL), klippen della Dent Blanche e
M. Mary (DBL), del M. Pillonet (P), del Glacier-Rafray
e del M. Emilius (E); 10: Dominio Sudalpino: Zona Iv
Verbano e Zona dei Laghi; 11: Massiccio Ultrabasico
Lanzo. Con tratto più marcato è evidenziata la Linea Insu
ca; (da Compagnoni, Dal Piaz, Hunziker, Gosso, Lomba
& Williams, 1975, ridisegnata) [2].

*Fig. 17.*

La parte assiale delle Alpi, delimitata dalle due superfici di discontinuità maggiori di cui sopra, nella quale sono comprese le unità oceaniche e le falde pennidiche ed austroalpine, costituisce la catena collisionale vera e propria ed appare completamente svincolata dalle zone interne ed esterne.

La storia evolutiva della regione Alpina trova riscontro in una estrema varietà di tipi litologici che fanno delle Alpi un museo naturale pressoché completo. Sono rappresentate tutte le principali famiglie delle rocce sedimentarie, magmatiche e metamorfiche delle croste continentali ed oceanica e del mantello litosferico.

Prevalentemente metamorfiche sono le rocce che costituiscono l'antico basamento cristallino, le unità ofiolitiche e le sequenze di copertura presenti nelle falde a vergenza europea. Alcune unità metamorfiche hanno subito ripetuti cicli di trasformazione, altre un singolo episodio; vi sono quindi complessi a carattere polimetamorfico, espressione di almeno 2 cicli metamorfici (varisico ed alpino) e tipi monometamorfici, sia monofasici che polifasici, prodotti da eventi dello stesso ciclo orogenico (ad esempio eoalpino e mesoalpino).

Le rocce non metamorfiche sono circoscritte ad alcuni settori superficiali della catena, ad esempio (sul versante italiano) nelle estese coperture sedimentarie e vulcaniche Sudalpine, nei plutoni permiani e triassici delle Alpi Meridionali, in quelli terziari del Lineamento Periadriatico e nelle serie marine e continentali più recenti. Un profilo semplificato delle Alpi Nord-Occidentali, nel quale si osservano i contatti e le geometrie delle varie unità, è visibile in fig. 18.

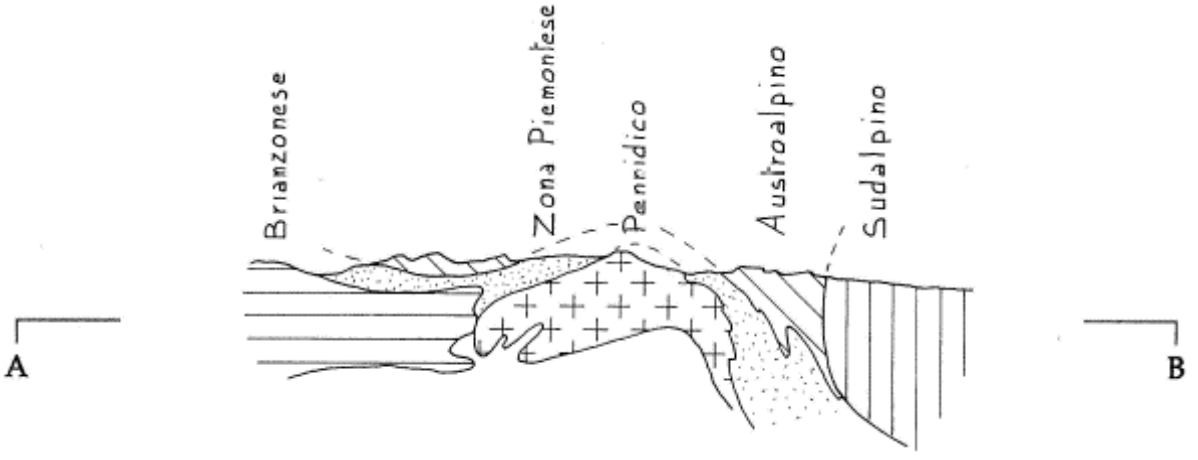



*Fig. 18. Profilo semplificato delle Alpi Nord Occidentali (Dal Piaz, Hunziker, Martinotti, 1972)*

## 2.3 Dominio Sudalpino

Le Alpi Meridionali (o Sudalpino) corrispondono alle successioni che dal Neogene hanno assunto una vergenza africana (all'incirca verso sud). A differenza della catena a vergenza europea, le rocce del Sudalpino non evidenziano segni di metamorfismo alpino, mentre rimangono impronte di eventi metamorfici dell'orogenesi ercinica. Le unità Sudalpine si estendono dalla Linea del Canavese sino al sottosuolo della Pianura Padana; il loro sovrascorrimento frontale sull'avampaese neogenico padano- adriatico, privo a tratti di una avanfossa significativa, si avvicina sensibilmente al fronte compressivo sepolto degli Appennini, vergente verso NE.

Il basamento sudalpino è suddiviso in due unità principali: la Zona Ivrea-Verbano e la Serie dei Laghi, all'origine in rapporto di successione verticale, oggi in rapporto di giustapposizione laterale, prodotta da eventi tettonici prealpini ed alpini. Infatti il persistente regime di estensione, rappresentato dalle fasi di attenuazione litosferica permo-triassiche e dal *rifting* giurassico, ha smembrato, disteso e traslato lateralmente, lungo faglie e zone di taglio, le varie sezioni dell'originaria crosta varisica: l'assottigliamento crostale è accompagnato da zone milonitiche di alta temperatura nelle granuliti della zona Ivrea-Verbano e da movimenti distensivi a basso angolo lungo le linee Cossato-Mergozzo-Brissago e del Pogallo che separano la Z. Ivrea-Verbano dalla Serie dei Laghi.

L'inversione di alcune di queste strutture durante la convergenza alpina ha provocato la definitiva esumazione della crosta profonda Ivrea –Verbano, il suo attuale assetto subverticale e parte delle sue deformazioni duttili.

### *2.3.1 La Zona Ivrea − Verbano.*

Si tratta della più estesa sezione di crosta continentale profonda delle Alpi oggi esposta, situata in origine in prossimità della zona di transizione tra crosta e mantello.

Una caratteristica peculiare di questa zona, come gran parte del dominio Sudalpino, è quella di non essere stata affetta dal metamorfismo alpino; essa comprende due principali unità litologiche di età diversa:

- L'unità più recente e profonda (complesso gabbrico stratificato, formazione mafica principale, permiana) che affiora con continuità in contatto con la Linea del Canavese (dintorni di Ivrea) ed è costituita da gabbri in parte metamorfosati come granuliti (facies metamorfica di alto grado), peridotiti, pirosseniti, gabbri e metagabbri, anortositi e monzodioriti. Il complesso gabbrico comprende alcune scaglie di peridotiti di mantello, relitti dell'originario substrato dei corpi gabbrici; inoltre lo sviluppo dei gabbri è avvenuto a letto del più antico complesso *kinzigiti*co, il cui graduale sollevamento in condizioni di distensione regionale consentiva la creazione di camere magmatiche in cui si formavano i corpi gabbrici stratificati maggiori; affioramenti di peridotiti si hanno anche poco a nord di Castellamonte e nei pressi di Baldissero C.se (bacino del T. Malesina, in quest'ultimo caso). In queste rocce straordinaria è stata la scoperta di alcuni zirconi, rimasti inalterati dal tempo della loro cristallizzazione, i quali hanno dato, alle analisi radiometriche, età di 1.9 – 2.5 miliardi di anni, cioè Archeozoico (età del protolite[11]).
- Il complesso *kinzigiti*co, formato dall'associazione di metapeliti, *kinzigiti*, metabasiti, marmi e quarziti, la cui struttura metamorfica di alto grado è antecedente all'intrusione dei gabbri. Sono rocce varicolori e a grana vistosa.

La presenza di anomalie magnetiche e gravimetriche in corrispondenza di una ristretta fascia orientata NE-SW, localizzata pressappoco al di sotto di Ivrea, indicano la presenza di un corpo roccioso notevolmente più denso dei materiali circostanti. Tale corpo affiora alcuni chilometri a NE, presso Finero e Balmuccia e più a S, nelle Valli di Lanzo; il chimismo ultrafemico e l'elevata densità inducono a pensare che esso possa rappresentare una scaglia di mantello superiore trascinata verso l'alto durante la messa in posto dell'Unità Ivrea-Verbano. Dunque il contatto tra le ultramafiti di questo corpo e la Z. Ivrea-Verbano costituirebbe una sorta di Moho fossile, cioè il limite tra crosta e mantello prealpino: l'unico luogo al mondo dove ciò è visibile. In definitiva la Z. Ivrea-Verbano è un segmento di crosta continentale profonda che, in seguito ad uno o più eventi orogenetici, datati tra il Devoniano e il Giurassico, è stato sottoposto a condizioni metamorfiche di alto grado ed è stato privato della sua copertura superficiale, visibile ad est con il nome di Serie dei Laghi. L'orogenesi alpina ha poi provocato la risalita dell'unità verso la superficie insieme ad una scaglia di mantello superiore (le ultramafiti di cui sopra).

Lungo la Linea del Canavese si è così verificato un fenomeno di raddoppio crostale, cioè la sovrapposizione di 2 croste continentali distinte con l'interposizione di materiale del mantello.

### *2.3.2 La Zona del Canavese*

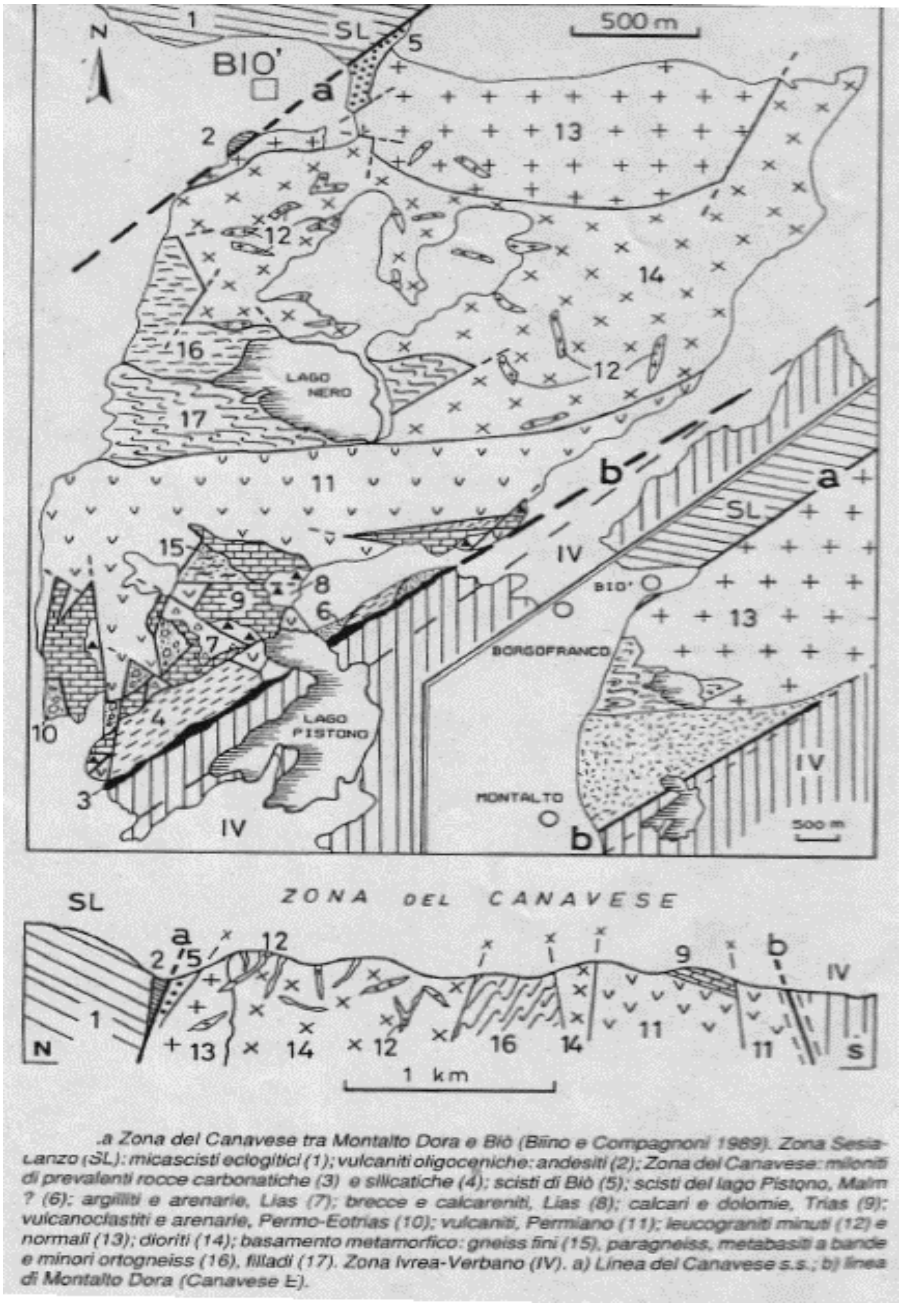
Con Zona del Canavese si intende una ristretta fascia di rocce magmatiche plutoniche, metamorfiche e sedimentarie, fornita di una propria individualità tettonica.

Si tratta di una ristretta fascia di crosta continentale superiore la quale, delimitata da contatti tettonici (Linea del Canavese a NW e Linea del Canavese interna a SE), si interpone localmente tra la Zona Sesia- Lanzo (Dominio Austroalpino) e la terminazione sud-occidentale della Zona Ivrea-Verbano.

Occorre sottolineare la discordanza tra i movimenti registrati sul lato nord-occidentale dei Lineamenti (Z. Sesia-Lanzo) e quelli sul lato sud-orientale (Z. Ivrea-Verbano): in particolare a NW la componente principale di scorrimento

[11]Protolite: roccia madre, originaria, prima del metamorfismo che ha subito.

sembra essere stata di movimento inverso, con il Sesia-Lanzo che si innalza rispetto all'Ivrea-Verbano, mentre a SW prevale la componente di movimento trascorrente destro (il Sesia-Lanzo si sposta orizzontalmente verso est rispetto all'Ivrea-Verbano di circa 300 Km).




*a Zona del Canavese tra Montalto Dora e Biò (Biino e Compagnoni 1989). Zona Sesia-Lanzo (SL): micascisti eclogitici (1); vulcaniti oligoceniche: andesiti (2); Zona del Canavese: miloniti di prevalenti rocce carbonatiche (3) e silicatiche (4); scisti di Biò (5); scisti del lago Pistono, Malm ? (6); argilliti e arenarie, Lias (7); brecce e calcareniti, Lias (8); calcari e dolomie, Trias (9); vulcanoclastiti e arenarie, Permo-Eotrias (10); vulcaniti, Permiano (11); leucograniti minuti (12) e normali (13); dioriti (14); basamento metamorfico: gneiss fini (15), paragneiss, metabasiti a bande e minori ortogneiss (16), filladi (17). Zona Ivrea-Verbano (IV). a) Linea del Canavese s.s.; b) linea di Montalto Dora (Canavese L).*

*Fig. 19.*

Essa si estende per circa 33 Km dai dintorni di Levone fino alla zona di Chiaverano-Montalto Dora ed è costituita da un basamento metamorfico pre-westfaliano, da rocce eruttive post-varisiche, da depositi clastici tardo paleozoici e da sedimenti di copertura di età triassico-cretacica. È dotata di una forma allungata e stretta, con la dimensione maggiore allineata circa SW-NE. Le sequenze di copertura, frammentarie e disarticolate, comprendono: vulcaniti e vulcanoclastiti permiane, conglomerati ed arenarie in facies Verrucano, dolomie e calcari dolomitici triassici, calcareniti del Sinemuriano, brecce carbonatiche del Lias, argilliti, siltiti ed arenarie gradate (Scisti di Levone), argilliti e radiolariti del Giurassico, calcari a Calpionella paragonati agli Scisti a Palombini dell'Appennino settentrionale.

Durante l'orogenesi alpina, l'evoluzione della Zona del Canavese si diversifica da quella delle contigue Alpi Meridionali: lo attestano le intense deformazioni e la moderata impronta metamorfica (scisti verdi) di età eoalpina e mesoalpina che ne indicano il carattere polifasico.

Oggi, per quanto ancora la situazione sia controversa, è accezione comune che la Zona del Canavese (fig. 19) sia un'unità paleogeografica indipendente, che ha subito una sua evoluzione, testimonianza di un bacino piuttosto

profondo. Questa appare una spiegazione plausibile in considerazione del fatto che il basamento cristallino è nettamente distinto da quello del Sesia-Lanzo e dell'Ivrea-Verbano ed è invece molto più simile a quello del massiccio dell'Adamello. In altri termini può essere considerata una zona di taglio [12], tra le falde austroalpine e sudalpine, in conseguenza delle forti deformazioni subite durante le fasi precoci dell'orogenesi alpina.

Come già anticipato, a NE della Serra di Ivrea la Linea del Canavese, proseguimento in Piemonte della Linea Insubrica o Lineamento Periadriatico, si suddivide in due rami, ad andamento sub-parallelo, che delimitano la Zona del Canavese. Non si tratta in realtà di un unico piano ma di un fascio di piani paralleli interessati da movimenti trascorrenti. Il ramo in posizione esterna (più occidentale) è la LCE (Linea del Canavese Esterna) che giustappone le rocce del Sesia-Lanzo a quelle del Canavese. Essa è sovente accompagnata da una fascia di miloniti più o meno potente; si tratta di litotipi del Sesia-Lanzo e del Canavese che hanno subito un'azione tettonico-metamorfica a carattere retrogrado, in età Alpina. Lungo l'orizzonte milonitico si è successivamente impostato un fenomeno di fratturazione tardivo rappresentato dalla Linea del Canavese e dalle dislocazioni minori ad essa vicarianti. Una sua riattivazione post-oligocenica testimonia un'età posteriore al metamorfismo che coinvolge invece le due zone giustapposte.

La Linea del Canavese Interna (LCI) che giustappone i litotipi del Canavese con quelli della Zona Ivrea-Verbano si è impostata tra due complessi aventi lo stesso stile tettonico (Baggio, 1963), pertanto è possibile che tale linea rappresenti un effetto delle dislocazioni a cui venne sottoposta l'infrastruttura cristallina delle Alpi Meridionali. Anche qui vi è una caratteristica fascia milonitica.

Secondo un'altra tesi (Boriani e Sacchi, 1974) la LCI potrebbe essere una continuazione della Linea della Cremosina, quindi un lineamento tettonico più vecchio (lineamento alpino precoce) che appare come una faglia profonda, che sembra non avere subito grosse riattivazioni in età più recenti.

Le deformazioni prealpine si riferiscono a osservazioni sui tipi filladici e sui paragneiss; si tratta di pieghe isoclinali e micropieghe a chevron, crenulate. Le deformazioni alpine hanno prodotto un sistema di pieghe aperte pluricentimetriche, visibili soprattutto nelle filladi e negli argilloscisti nei pressi del Lago Pistono. Sono comunque i caratteri fragili a dominare nella zona, caratterizzata da un fitto reticolo di faglie tardive, che delineano una struttura a scaglie. Le faglie caratterizzano tre fasi:

- una prima fase preolocenica poiché le strutture non hanno interessato le andesiti a NE di Biella;
- una seconda, probabilmente prepliocenica, impostata sul sistema precedente con movimenti destrorsi;
- una terza, che interessa in particolare l'Eporediese con un importante sistema di faglie normali con andamento circa NE-SW e un'inclinazione notevole sui 60-70°.

### 2.3.3 La Serie dei Laghi

Affiora a SE della Z. Ivrea-Verbano e si estende sino al margine della Pianura Padana, comunque è esterna al territorio della Città metropolitana di Torino. È costituita principalmente da gabbri del “Complesso Gabbrico Stratificato” e le *kinzigiti* e metabasiti del “Complesso Kinzigitico”.

## 2.4 Dominio Austroalpino

L'Austroalpino è posto in posizione strutturalmente elevata dell'edificio alpino, del quale costituisce il bordo interno. Gli sono attribuite unità di crosta continentale costituite da un basamento varisico intruso da granitoidi permiani e ricoperto da modeste coperture mesozoiche.

In Città metropolitana di Torino è riconducibile al dominio Austroalpino la Zona Sesia-Lanzo.

### 2.4.1 La Zona Sesia − Lanzo

La Z. Sesia-Lanzo si estende lungo una fascia allungata in direzione SW-NE (fig. 20) dalla Stura di Lanzo alla Val d'Ossola, per terminare nei pressi di Locarno, sul Lago Maggiore (Svizzera). È delimitata verso l'interno dalla Linea del Canavese, che la separa dalla Z. del Canavese e dalla Z. Ivrea-Verbano. A sud l'estremo margine del Sesia-Lanzo è a contatto con il Massiccio Ultrabasico di Lanzo. È sovrascorsa verso l'esterno dell'arco Alpino sulla Zona Piemontese. Dal punto di vista strutturale la Zona Sesia-Lanzo comprende a sua volta due unità:

- unità inferiore, costituita dal Complesso dei Micascisti Eclogitici, che si estende lungo la fascia interna (più orientale) della Z. Sesia-Lanzo, a SW della Val Sesia, e dal Complesso degli Gneiss Minuti Albitici, che occupa la porzione esterna e si trova a diretto contatto con la Z. Piemontese;
- unità superiore, sovrascorsa sui complessi inferiori e denominata “Seconda Zona Diorito- *Kinzigitica*”.

I due elementi sono separati da una vasta zona di laminazione duttile (shear milonitico). I micascisti eclogitici sono costituiti da micascisti a granato, giadeite e cloritoide, entro l'unità si rinvengono letti di eclogiti e glaucofaniti. In aree ristrette, come Pont Canavese, si ritrovano marmi cristallini e metagranitoidi massicci. Il metamorfismo

[12] Si tratta di aree di scivolamento relativo tra i blocchi separati da superfici di discontinuità.

eclogitico eoalpino di questo complesso risulta espressione peculiare di condizioni di subduzione, infatti le eclogiti indicano alta pressione litostatica e bassa temperatura.

Nel settore più esterno della Z. Sesia-Lanzo affiorano rocce tabulari grigie ascrivibili al Complesso degli Gneiss Minuti Albitici, che conferiscono ai versanti una morfologia più regolare e in netto contrasto con l'unità dei micascisti eclogitici.

Il passaggio tra i due tipi litologici si realizza in modo graduale ed è dovuto ad una sovraimpronta metamorfica in facies scisti verdi che, progressivamente, da SE a NW, ha retrocesso i micascisti eclogitici in gneiss minuti con neoformazione di albite a spese del pirosseno sodico. Appartengono ad un medesimo, sebbene eterogeneo, basamento prealpino (non è stata trovata traccia di contatto tettonico tra loro).

Con il termine II Zona dioritico-kinzigitica è indicato un complesso di rocce, sovrapposte con contatto tettonico agli gneiss minuti, presente in Valle Orco con un esiguo affioramento nella Valle di Ribordone. Tale complesso è assai affine ai litotipi della Zona Ivrea-Verbano. I litotipi prevalenti sono le cosiddette kinzigiti, rocce di colore bruno violaceo con struttura da gneissica a micascistosa, paraderivati. Del complesso fanno inoltre parte anfiboliti e marmi.

## 2.5 I plutoni di Traversella

I corpi intrusivi manifestazioni del magmatismo Periadriatico sono rappresentati in Città metropolitana di Torino dai plutoni granitico-sienitico-monzonitici di Traversella, di età oligocenica, intrusi nel settore interno del basamento eclogitico della Zona Sesia-Lanzo (Austroalpino).

Di fatto si tratta di magmi datati Oligocene medio come data di raffreddamento; sono masse di debole profondità e modesto volume.

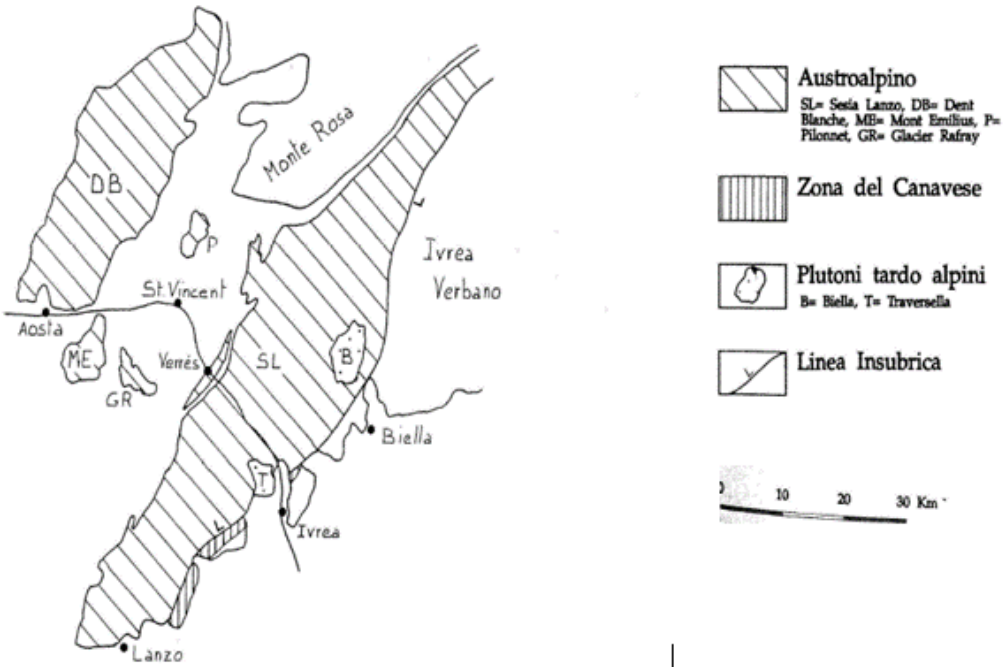



*Fig. 20. Sesia, Lanzo e Unità limitrofe*

In Val Chiusella, a valle della diga di Vidracco fino a Parella (sbocco in pianura), affiorano sabbie grigio-giallastre marine, trasgressive sul substrato cristallino e attribuibili al Pliocene superiore (Piacenziano). Su queste segue, in continuità di sedimentazione, una serie di depositi marini, rappresentati da silt argillosi grigio-azzurrognoli con abbondanti massi e ciottoli levigati e striati. Tali sedimenti hanno consentito di attribuire questi ultimi sedimenti ad un ambiente di mare poco profondo, con apporto terrigeno dovuto allo scioglimento della fronte di un ghiacciaio.

## 2.6 Dominio Pennidico

Il Dominio Pennidico comprende i massicci del Dora Maira, Gran Paradiso, il sistema multifalda del Gran San Bernardo, il Brianzonese, la Zona Piemontese s.l., la Zona dei calcescisti con pietre verdi.

### *2.6.1 Il Massiccio Dora Maira*

Il massiccio affiora come un lungo ellissoide localizzato ad ovest di Torino, dalla Val di Susa (a nord) sino alla Val Pellice (a sud) proseguendo poi nel territorio della Provincia di Cuneo, fig. 21, nel settore definito Alpi Cozie, appunto tra i torrenti Dora Riparia e Maira. È accomunato ai massicci del Monte Rosa, del Gran Paradiso, del Gran San Bernardo, dalla definizione di massiccio cristallino interno delle Alpi Pennidiche Occidentali. Al pari degli altri costituisce una finestra tettonica [13] costituita da una porzione di crosta continentale all'interno delle sovrastanti falde ofiolitiche del Mesozoico.

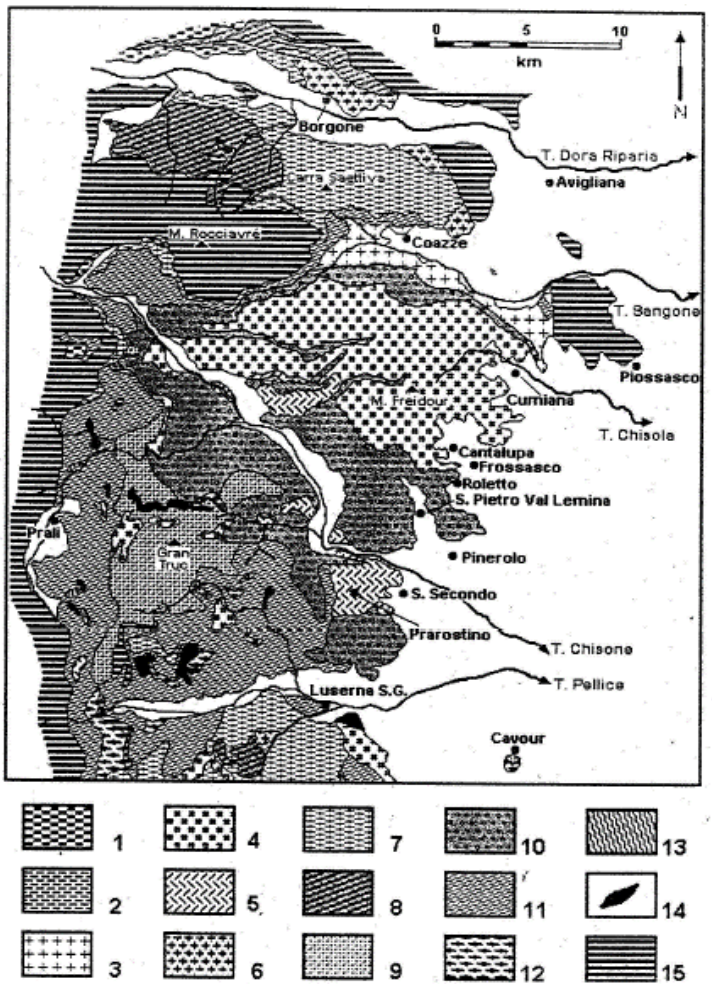



*Fig. 21. Carta geologica della porzione centro-settentrionale del Massiccio Dora-Maira. Da Sandrone et al., 1993. 1: marmi e metadolomiti derivanti da sedimenti carbonatici mesozoici (tipo Foresto e Chianocco, Val di Susa); 2: quarziti (Bargioline); 3: metamonzogranito porfirico (Val Sangone); 4: metagranito (Freidour); 5: gneiss dioritici (Diorite di Malanaggio dei vecchi Autori); 6: metagranito di Borgone (Val di Susa); 7: gneiss lamellari (Pietra di Luserna); 8: micascisti a cloritoide e granato passanti a quarziti a fengite e anfiboli; 9: gneiss albitici a grana fine con sottili lenti di quarziti; 10: scisti grafitici con intercalazioni di gneiss psammitici e conglomeratici (Complesso grafitico Pinerolese); 11: gneiss minuti; 12: gneiss polimetamorfici; 13: marmi (più antichi di quelli di cui alla voce 1); 14: metabasiti (anfiboliti); 15: calcescisti con pietre verdi (Z. Piemontese).*

Il Dora Maira, limitato ad ovest, a nord e a sud dalla Zona Piemontese e ad est dai depositi quaternari della Pianura Padana, contiene rocce metamorfiche di vario tipo, tra le quali alcune di sicura origine magmatica, altre sedimentaria, e, tra le altre, una varietà di rocce ortometamorfiche a composizione da acida ad intermedia, attribuite al ciclo magmatico varisico. Queste sono state sottoposte ai vari cicli deformativi alpini, pertanto l'originaria impronta varisica è stata perlopiù cancellata. Attraverso datazioni radiometriche (metodo U-Pb sui cristalli di zircone) eseguite

[13]Quando corpi sovrascorsi sub-orizzontali sono soggetti ad erosione, alcuni elementi di una falda possono essere isolati dal corpo principale. I processi erosivi possono portare al locale scoperchiamento del corpo sovrascorso, con esposizione delle rocce sottostanti. Quando la parte esposta della roccia sottostante è completamente circondata dal corpo sovrascorso, si parla di finestra tettonica.

su diversi campioni di rocce metagranitoidi si è stabilito che i protoliti di tali litotipi registrano un'attività magmatica risalente all'Ordoviciano medio, confrontabile all'esteso gruppo di ortogneiss caledoniani identificati in molte unità premesozoiche alpine. Altre datazioni, su altri campioni, registrano invece un'attività magmatica risalente al Carbonifero superiore e dunque all'orogenesi tardo-varisica, anche qui confrontabile con molte altre situazioni rinvenibili lungo l'antica catena Varisica, dagli attuali Vosgi alle Alpi.

Nei lavori più recenti viene proposta l'attribuzione del Dora Maira (così come del Gran Paradiso e del Monte Rosa) al paleomargine Apulo, per giustificare la comune evoluzione metamorfica (con fasi di alta pressione e bassa temperatura e stadi successivi di tipo decompressionale) registrata sia da M.te Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira che da unità già considerate paleoafricane come il Sesia Lanzo. I Massiccio Dora Maira, nel suo insieme, è costituito da:

- un basamento polimetamorfico di prevalenti parascisti di età pre-carbonifera;
- metagranitoidi con composizione da granitica a granodioritica sia di età pre-ercinica che tardo- ercinica (ad esempio in Val di Susa, nel Pinerolese – M.te Freidour);
- una copertura monometamorfica, essenzialmente di natura detritica, considerata di età carbonifera;
- un complesso di gneiss micro-occhiadini e occhiadini a tessitura piano-scistosa (noti localmente con il nome di “Pietra di Luserna”), con intercalazioni di varia potenza di micascisti argentei, interpretato come prodotto metamorfico di originarie rocce magmatiche intrusive. I micascisti argentei rappresenterebbero orizzonti milonitici di graniti o pegmatiti analogamente a quanto osservato nel Monte Rosa.

È da inquadrare nel basamento polimetamorfico la presenza di orizzonti mineralizzati a talco (tuttora in parte coltivati in Valle Germanasca), sviluppati in modo discontinuo, in corrispondenza del contatto con la Z. Piemontese. Nell'insieme i litotipi più diffusi sono gneiss e micascisti di vario tipo, subordinatamente quarziti, marmi ed anfiboliti.

Nell'ambito centro - occidentale del Massiccio (Val Chisone, Val Germanasca), su base litologica, sono riconoscibili due unità tra loro sovrapposte, Unità ad affinità Piemontese (quella superiore) e Brianzonese (quella inferiore). Le prime sarebbero sovrascorse sulle seconde, causando l'instaurazione di condizioni metamorfiche di alta pressione nelle unità ad affinità Brianzonese. In tali unità si osservano: un marcato stretching, un piegamento isoclinale, una fase di crenulazione [14], un ulteriore (blando) piegamento. Queste fasi si sono succedute nell'ordine prima esposto, in facies scisti blu le prime fasi (Evento Eoalpino), in facies scisti verdi le ultime (Evento Mesoalpino).

Per quanto concerne gli eventi deformativi più ricorrenti, il Dora Maira è interessato da una fase di piegamento circa est-ovest (Val di Susa, Val Chisone) e da una fase più tardiva nord-sud, trasversale alla prima, caratterizzata da pieghe meno serrate. Una terza fase, meno pervasiva, si manifesta come un clivaggio [15] di crenulazione piuttosto spaziato.

### 2.6.2 *Il Massiccio del Gran Paradiso*

Dal punto di vista litologico nelle rocce pre-mesozoiche del Gran Paradiso si possono distinguere due complessi metamorfici, petrograficamente e geneticamente differenti.

Le rocce del Complesso degli Gneiss Occhiadini derivano da antiche rocce magmatiche plutoniche (granitoidi), raffreddate all'incirca nel Carbonifero superiore, durante le ultime fasi dell'orogenesi ercinica e successivamente riprese dall'orogenesi alpina e trasformate in rocce metamorfiche ovvero gli attuali gneiss occhiadini. Questo complesso costituisce l'ossatura del massiccio, dà origine alla serie di cime più elevate e alla dorsale spartiacque Dora Baltea-Orco.

Le rocce del Complesso degli Gneiss Minuti rappresentano i resti dell'antica copertura metamorfica nella quale si intrusero i graniti ercinici (da qui la presenza di cornubianiti, tipiche rocce da metamorfismo di contatto per l'intrusione di un corpo caldo in una roccia incassante più fredda). Sono inoltre presenti in tutto il complesso anfiboliti granatiere e spesso biotitiche. Questo complesso affiora alle testate della Valle di Campiglia Soana e del T. Forzo (Valle Soana) e nei valloni che incidono il versante orografico sinistro della Valle Orco nei pressi di Noasca.

Nell'ambito della struttura alpina nord-vergente il massiccio del Gran Paradiso rappresenterebbe il prodotto tettono-metamorfico del margine continentale assottigliato paleoeuropeo o, secondo un modello alternativo, del margine passivo della placca adriatica. I litotipi del Complesso del Gran Paradiso, nel territorio della Città metropolitana di Torino, affiorano prevalentemente nelle Valli Orco e Soana (fig. 22); le rocce della copertura mesozoica del massiccio rappresentano la serie sedimentaria di ambiente marino depositatasi, durante il Mesozoico, sul substrato cristallino. Questa serie, tuttavia, non è del tutto nota in quanto gran parte dei suoi termini è scomparsa a causa delle successive deformazioni tettoniche, con scollamento e trascinamento al di sotto della falda dei calcescisti e dei fenomeni di erosione.

Le sequenze conosciute risultano come una sottile pellicola rimasta a tratti aderente alla struttura del massiccio e, in Valle Orco, affiorano ai margini presso il Colle del Nivolet, in una sottile fascia a nord di Ribordone e presso Locana. Le rocce metamorfiche derivate da questi sedimenti sono scisti quarzitici, marmi, dolomie, gessi ricristallizzati, carniole, calcescisti costituiti essenzialmente da carbonati e da miche chiare.

Il massiccio del Gran Paradiso è ricoperto in successione da una serie di elementi tettonici che ne bordano tutto il margine, perlomeno nell'area del Parco del Gran Paradiso, al confine tra Piemonte e Valle d'Aosta. Le unità appartengono al Dominio Piemontese di provenienza prevalentemente oceanica.

[14] Particolare forma delle pieghe.
[15] In geologia è una modalità di frattura per scorrimento fra i piani cristallini di un materiale.

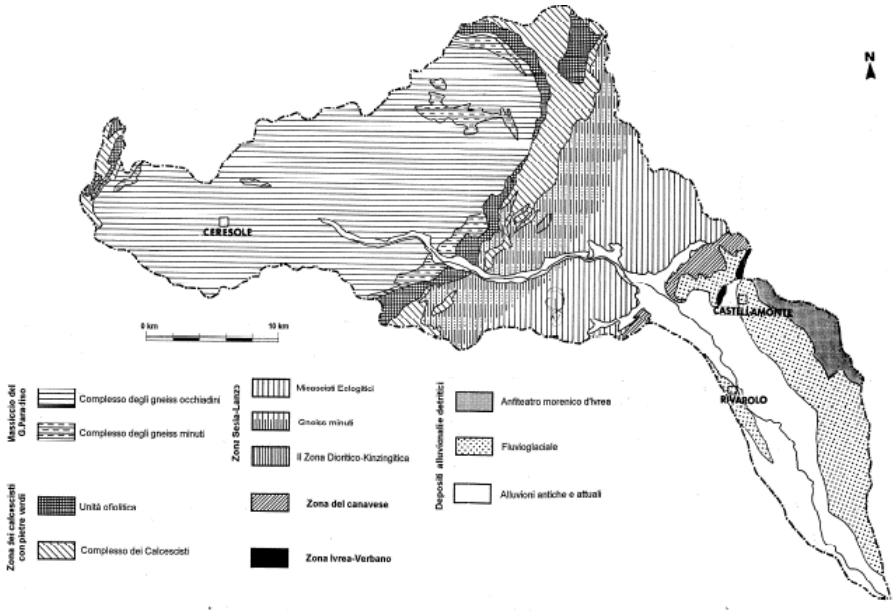



*Fig. 22. Schema geologico del bacino del T. Orco.*

### 2.6.3 Il Sistema del Gran San Bernardo

Il sistema multifalda del Gran San Bernardo occupa una posizione strutturale intermedia all'interno del Dominio Pennidico e si estende, con relativa continuità, lungo tutta la parte esterna dell'arco alpino occidentale, partendo dal Vallese fino a Briancon dove è coperto da terreni meso-cenozoici sovrascorsi; esso torna ad affiorare più a sud, nel Cuneese, verso Acceglio e fino alle coste Liguri.

La falda del Gran San Bernardo è costituita da un basamento pretriassico, una successione di scisti carboniosi associati a prodotti vulcanici del Permo-Carbonifero, una successione di carbonati triassici simili a quelli dell'Austroalpino, una successione di sedimenti pelagici di età Giurassico-Cretaceo.

Nell'arco alpino occidentale, per quanto riguarda il territorio della Città metropolitana di Torino, il basamento della falda affiora in corrispondenza del Massiccio d'Ambin (alta Valle di Susa).

L'unità tettonica dell'Ambin è quella strutturalmente più profonda e comprende un basamento cristallino pretriassico su cui poggia una successione di metasedimenti mesozoici, di limitato spessore. Affiora sul versante sinistro della Dora Riparia, tra Chiomonte e Oulx, è sovrascorsa da diverse unità tettoniche, composte da successioni di margine continentale.

Verso SE il massiccio d'Ambin è troncato da una zona di taglio subverticale, su cui si è impostato il vallone di Susa; il basamento è suddiviso in un complesso inferiore (C. di Clarea), costituito da scisti polimetamorfici con relitti di metamorfismo prealpino, ed in un complesso superiore (C. d'Ambin) monometamorfico, in cui prevalgono metavulcaniti acido-intermedie di età permiana. I complessi d'Ambin e di Clarea sono separati da un orizzonte discontinuo, spesso fino ad alcune decine di m, di metaconglomerati di età stefano-permiana passanti a quarziti. Il contatto tra i due complessi è di origine stratigrafica e il livello a metaconglomerati potrebbe rappresentare il relitto dell'originaria trasgressione tardo-varisica discordante su un basamento già metamorfico e strutturato.

La copertura mesozoica del massiccio d'Ambin è conservata in lembi limitati sul versante meridionale del massiccio, riposa in discordanza sul basamento e inizia con quarziti del Werfeniano. I metasedimenti sono seguiti da una limitata successione carbonatica con presenza di brecce e livelli detritici.

### 2.6.4 Il Brianzonese

L'unità del Brianzonese è presente con un'estensione assai limitata soltanto nell'estremo occidentale del territorio metropolitano, ad ovest di Bardonecchia, lungo il confine di stato con la Francia. È costituita al suo interno da tre unità geometriche sovrapposte da piani di sovrascorrimento a basso angolo, contrassegnati da brecce tettoniche a spese di dolomie.

La successione litologica è data da micascisti cloritico – albitici, dolomie e calcari che denunciano un ambiente di sedimentazione di piattaforma carbonatica, marmi e calcescisti.

### 2.6.5 La Zona Piemontese

La Z. Piemontese è un grande sistema multifalda che separa con continuità le unità Austroalpine dalle sottostanti falde Pennidiche del Monte Rosa-Gran Paradiso-Dora Maira, sulle quali essa è sovrascorsa.

Le falde della Z. Piemontese sono alloctone e non si conosce con certezza il loro “zoccolo” primitivo. Anch'essa, analogamente al Dora Maira, è costituita da rocce metamorfiche eterogenee di origine sia sedimentaria sia magmatica: esse differiscono decisamente però, rispetto a quelle del Dora Maira, per il loro chimismo e per l'età. Affiora, in senso meridiano, attraverso tutta la porzione di catena alpina in Città metropolitana di Torino, dalla Valle Orco (a nord) sino alla Val Pellice (a sud).

Nella Z. Piemontese si possono distinguere tre sequenze differenti per litologia e struttura:

- una serie prevalentemente carbonatica, di età triassica;
- una serie carbonatico-argillosa di età giurassica, rappresentata dai calcescisti;
- una sequenza eruttiva costituita dalle ofioliti (o pietre verdi), oggi perlopiù intimamente associata ai calcescisti.

La posizione originaria di tali sequenze litologiche può essere schematizzata come in fig. 23.




*Fig. 23. A sinistra, il Trias e i calcescisti liassici ricoprono la crosta continentale, costituita dai materiali del Dora Maira, in cui si riconoscono il basamento polimetamorfico con le intrusioni dei graniti a grossi cristalli di feldspato potassico e la copertura permo-carbonifera con le intrusioni dioritiche. A destra, il mantello formato da peridotiti, su di esso la crosta oceanica (lave basaltiche e gabbri), sormontata dai sedimenti oceanici (gli attuali calcescisti).*

Si ritiene che i litotipi triassici (Trias) e una sottile coltre di calcescisti liassici (privi di ofioliti associate) costituissero la copertura stratigrafica della crosta continentale, rappresentata dal Massiccio Dora Maira, e che i calcescisti post-liassici, cioè quelli con associate le ofioliti, costituissero la copertura sedimentaria della crosta oceanica rappresentata dalle ofioliti, testimonianza dell'antico oceano formatosi alla fine del Lias per assottigliamento e lacerazione della crosta continentale. Infatti, è probabile che il substrato di una parte dei calcescisti con pietre verdi (la più esterna) sia rappresentato dai massicci del Gran Paradiso e del Dora Maira, mentre la parte più interna dei calcascisti si sarebbe depositata su una crosta oceanica, attualmente scomparsa, della quale le ofioliti potrebbero essere gli unici resti.

Il Trias, ossia marmi e calcari dolomitici con rare intercalazioni di gessi18[16] e carniole[17] (alla base sono presenti subordinate quarziti), affiora lungo una sottile fascia discontinua che segue più o meno il contatto tra il massiccio Dora Maira e i Calcescisti con Pietre verdi, raggiungendo nello spartiacque tra il bacino del Pellice e quello del Po la massima estensione. Piccoli lembi di Trias affiorano come scaglie all'interno del massiccio Dora Maira.

I calcescisti, che affiorano estesamente in Val Pellice e lungo la strada che collega Sestrière con Cesana, passano localmente a filladi e subordinatamente a quarziti, micascisti e marmi. Sempre tra Sestrière e Cesana si possono osservare metaradiolariti, rare ma preziose nell’area metropolitana, proprio perché i loro protoliti, di origine sedimentaria marina, indicano deposizione in ambiente di mare profondo. La datazione dei radiolari, microscopici protozoi, ha fornito per queste rocce un'età giurassica superiore; le metaradiolariti segnano il passaggio tra la serie sedimentaria dei calcescisti e la sottostante sequenza eruttiva delle ofioliti.

Le ofioliti, per il loro colore, furono indicate in passato con il termine pietre verdi, tuttora in uso. Sono rocce di origine magmatica, di composizione basica ed ultrabasica, che costituiscono un'associazione litologica confrontabile con quella che costituisce il fondo degli attuali oceani. I tre termini essenziali di una sequenza ofiolitica sono, dall'alto verso il basso, basalti con strutture a *pillow*, gabbri con alla base subordinate peridotiti a strutture di accumulo magmatico, metaperidotiti.

Nella Z. Piemontese, durante l'orogenesi alpina, tale originaria sequenza è stata smembrata e i diversi litotipi profondamente modificati sia nella mineralogia che nella struttura. Così gli originari basalti sono diventati prasiniti, i gabbri metagabbri e le peridotiti serpentiniti. All'evento eoalpino sono riferibili le eclogiti, prodotto metamorfico di basalti e gabbri.

Le prasiniti, assai diffuse, affiorano in Val Pellice (presso il ponte di Villanova sul Pellice) e in Val Chisone (presso Finestrelle), i metagabbri affiorano diffusamente nella porzione meridionale del gruppo Orsiera-Rocciavré allo spartiacque tra Valli di Susa e Sangone, le eclogiti affiorano in alta Val Pellice.

Benché il metamorfismo alpino abbia perlopiù trasformato le originarie peridotiti in serpentiniti, sono tuttavia conservate ancora alcune masse di *lherzoliti* solo debolmente serpentinizzate. Esse costituiscono il settore assiale del Monte Moncuni tra i laghi di Avigliana e il comune di Trana, la porzione orientale del Monte San Giorgio a ovest di Piossasco. Inoltre, subordinatamente, abbiamo la presenza delle particolari rocce dette rodingiti a Sant'Ambrogio (Val di Susa), in Val Pellice, e delle oficalciti lungo la strada Cesana-Bousson (alta Val di Susa). È stato inoltre evidenziato nelle Valli di Lanzo (Val d'Ala) che le sequenze ofiolitiche si sono trasformate in seguito alle riequilibrazioni metamorfiche conseguenti all'evento eclogitico eoalpino prima, e a quello a scisti verdi posteriore; nonostante questo, la natura dei protoliti è ancora riconoscibile. Infatti le eclogiti a grana fine derivano da filoni di composizione ferro-basaltica, i metagabbri da gabbri ricchi in magnesio, le eclogiti a grana grossa da gabbri a ferro-titanio, prasiniti e glaucofaniti sono

[16]L'unica massa di gessi di dimensioni cospicue affiora a SE di Cesana, sul versante destro della Val Thuras.
[17]Fasce di carniole possono essere rinvenute in alta Val Pellice, al limite tra Calcescisti con Pietre verdi e dolomie triassiche.

riconducibili a protoliti basaltici. Le serpentiniti son frequentemente accompagnate da rocce particolari: le rodingiti, presenti in filoni oppure sotto forma di lenti all'interno delle serpentiniti.

Dal punto di vista strutturale, negli anni dal 1970 in poi si svilupparono alcuni modelli che, per la Z. Piemontese e il contiguo massiccio Dora Maira, prevedevano quanto segue:

- il cristallino del Dora Maira e i Calcescisti con ofioliti rappresentano due ambienti paleogeograficamente distinti, il primo un'antica crosta continentale, i secondi una crosta di tipo oceanico (ofioliti) con la sua copertura sedimentaria (calcescisti);
- il Trias non è la base dei calcescisti ofiolitiferi ma, insieme con i calcescisti di età liassica, rappresenta la copertura stratigrafica del massiccio Dora Maira, che si sarebbe deposta, prima dell'apertura del bacino oceanico, in un ambiente di mare poco profondo;
- ofioliti e calcescisti post-liassici, ora associati nella Z. Piemontese, appartengono a due falde distinte, anche se provenienti da una sequenza unica.

Nel Cretaceo sup. il fondo della fossa oceanica (Calcescisti con ofioliti) e porzioni di crosta continentale della zolla europea (Dora Maira) sarebbero stati trascinati a grandi profondità durante lo sprofondamento della zolla europea che si immergeva sotto la placca Adria. Pertanto tutte queste rocce erano sottoposte a pressioni elevatissime e temperature relativamente modeste, condizioni tipiche di mineralizzazioni in grado di formare rocce quali quelle descritte in precedenza. In seguito il complesso meccanismo di movimenti tettonici di cui si è parlato nei capitoli iniziali avrebbe riportato in superficie parte di questi materiali e costituito l'edificio della catena Alpina.

Oggi si ritiene che la Falda dei Calcescisti con Pietre verdi nelle Alpi Graie (Valli di Lanzo) sia suddivisibile in un'unità tettonica orientale, ricca di ofioliti e caratterizzata da un assetto comparabile a quello di sezioni litosferiche oceaniche e in un'unità più occidentale, probabilmente composita, costituita soprattutto da metasedimenti carbonatici (calcescisti) e subordinatamente ofioliti, che rappresenterebbero l'originaria copertura di uno dei margini continentali del bacino oceanico Ligure- Piemontese. Più a sud, bassa Valle di Susa, la natura composita dell'assetto strutturale della Falda Piemontese appare ancora più evidente; qui sono state riconosciute varie unità strutturali caratterizzate da assetti litostratigrafici differenti. In particolare nell'alta Valle di Viù, così come in bassa Val di Susa, sono state riconosciute tre unità strutturali principali:

- unità inferiore, costituita da estesi corpi di metaofioliti (metabasalti, metagabbri, serpentiniti) e da metasedimenti (prevalenti calcescisti e marmi). A sud l'unità inferiore è direttamente sovrapposta al Massiccio Dora-Maira; tutto ciò conferma l'affinità dell'unità inferiore con sezioni smembrate di litosfera oceanica;
- unità intermedia, costituita da una sequenza di calcescisti con abbondanti intercalazioni di origine continentale (gneiss albitici e a K-feldspato) associati a micascisti, con subordinate intercalazioni di metabasiti. All'interno dell'unità intermedia, gli gneiss potrebbero rappresentare sia intercalazioni detritiche entro i calcescisti sia scaglie o grossi corpi deformati e assottigliati di materiale continentale (olistoliti);
- unità superiore, costituita da una sequenza carbonatica con marmi a silicati e calcescisti, subordinati i litotipi ofiolitici presenti solo localmente nella parte basale dell'unità, ove sembrano rappresentare scaglie di origine tettonica. L'unità superiore può essere considerata come una copertura sopracontinentale scollata dal suo basamento dalla tettonica alpina.

I contatti tra le diverse unità sono di origine tettonica. In tali unità sono state riconosciute almeno 4 fasi plicative di età alpina. Questo fatto suggerisce l'evidenza di contatti tettonici di età diversa: una prima fase di appilamento corrisponderebbe alla giustapposizione dell'unità inferiore e dell'unità intermedia (e probabilmente del Massiccio Dora-Maira), mentre una successiva fase traslativa avrebbe provocato la messa in posto dell'unità ora strutturalmente più elevata. Tali evidenze geologiche sembrano riflettere due eventi tettonico-metamorfici collegati, di età differente: uno tardo-cretacico associato a fenomeni subduttivi durante la chiusura del bacino Ligure-Piemontese, l'altro prodottosi durante ulteriori fenomeni di raccorciamento crostale e sottoscorrimento di età terziaria.

Il metamorfismo dei calcescisti con pietre verdi è sintettonico e polifasico:

- una prima fase, con alta pressione e bassa temperatura, trasforma i sedimenti in scisti a glaucofane e lawsonite e le ofioliti in eclogiti o glaucofaniti;
- una seconda fase, con pressione da debole a intermedia, trasforma parte delle paragenesi precedenti in termini della facies metamorfica “scisti verdi”: le rocce basiche diventano così prasiniti, le eclogiti divengono anfiboliti ad albite. L'estensione geografica dei litotipi interessati dalla seconda fase è maggiore rispetto a quella della prima fase. Essa data intorno alla fine dell'Oligocene.

Alla fine del Cretaceo sup., una prima fase plicativa interessa e accompagna la prima fase metamorfica, generando delle pieghe e delle micropieghe orientate all'incirca E-W. Ma è soprattutto all'inizio dell'Oligocene che si forma la fase deformativa principale, dal momento che i calcescisti con pietre verdi sono traslati verso ovest sulla Z. Brianzonese, anch'essa a sua volta in fase di tettonizzazione. Il sovrascorrimento è favorito dalla presenza di una massa di gessi e carniole di origine piemontese esterna, che fungono da piano di scorrimento preferenziale per il movimento.

In seguito i calcescisti con pietre verdi sono interessati dal fenomeno di retroscorrimento di cui si è detto in precedenza, movimento verso est che raccorcia e rovescia le strutture precedenti, in particolare le superfici di contatto tettonico tra Brianzonese e calcescisti. Questo movimento termina nell'Oligocene.

### 2.6.6 *Il massiccio ultrabasico di Lanzo*

Tra le peridotiti del settore sud-occidentale della catena alpina, il massiccio di Lanzo è stato interpretato come un diapiro [18] di mantello sub-continentale sollevatosi in connessione con un evento compressivo di età cretacea che portò alla chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese. Non rappresenta più le facies petrografiche tipiche delle ofioliti di cui sopra.

Il massiccio di Lanzo è ubicato vicino al contatto tra l'unità Sesia-Lanzo e la Falda dei Calcescisti con Pietre verdi, tra Lanzo e la Valle di Susa (fig. 24). È caratterizzato dalla presenza di serpentiniti e serpentinoscisti, lherzoliti parzialmente serpentinizzate, harzburgiti e duniti parzialmente serpentinizzate, peridotiti con lenti di gabbri ad olivina, strati di pirosseniti interessate da pieghe isoclinali, rari dicchi di basalti e gabbri spessi da 1 cm a qualche metro.

Durante il Cretaceo le rocce di Lanzo furono sottoposte al metamorfismo eclogitico alpino, che comunque lasciò, in buona parte, le strutture primarie inalterate. I dicchi mafici del massiccio di Lanzo mostrano parecchie somiglianze con altre ofioliti delle Alpi Occidentali formatesi durante l'apertura del bacino Ligure-Piemontese nel Giurassico e nel Cretaceo inferiore. È opinione diffusa che i litotipi del Massiccio di Lanzo costituiscano una sezione di litosfera sub- continentale sollevatasi durante l'assottigliamento della crosta continentale Europea ed Africana (Paleozoico-Mesozoico inferiore).

Più tardi essi furono sollevati a livelli crostali poco profondi, come dimostrato dall'esistenza di dicchi basaltici raffreddatisi rapidamente e, durante il medio-tardo Giurassico, furono coinvolti in stadi oceanici più maturi, come registrato dall'iniezione di fluidi originatisi a profondità maggiori. La successiva evoluzione è relativa alla subduzione cretacica e al metamorfismo della litosfera oceanica durante la chiusura del bacino.

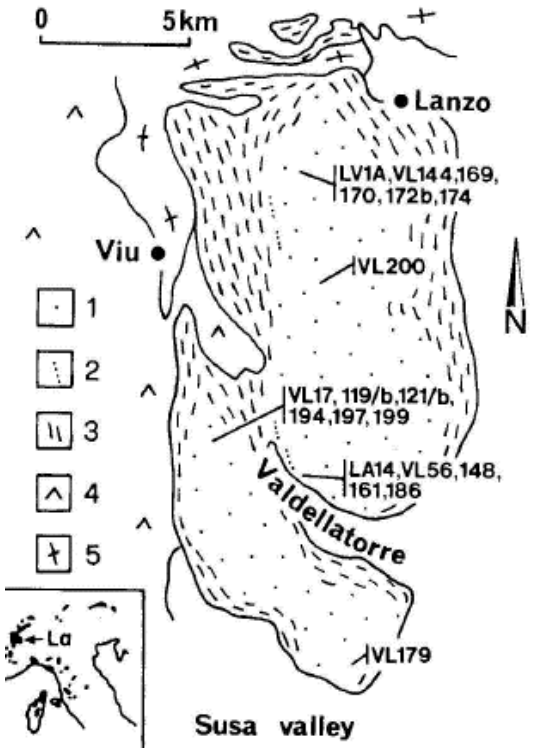



*Fig. 24. Schema geologico del massiccio ultrabasico di Lanzo. 1: peridotiti; 2: zone di taglio principale (shear zones); 3: serpentiniti; 4: falde ofiolitiche della Z. Piemontese; 5: unità Sesia-Lanzo.*

L'immagine successiva (fig. 25) mostra alcuni profili dettagliati, uno a nord di una linea immaginaria Annecy-Torino, l'altro a sud della prima e a nord di una linea Gap-Torino, in grado di chiarire e di visualizzare i rapporti tra le unità tettoniche che costituiscono l'ossatura delle Alpi Piemontesi e in particolar modo del territorio della Città metropolitana di Torino.

[18]Un diapiro, in geologia, è una massa rocciosa semifusa, originata in una zona di fusione parziale del mantello superiore, e risalita attraverso le rocce sovrastanti più recenti e più pesanti

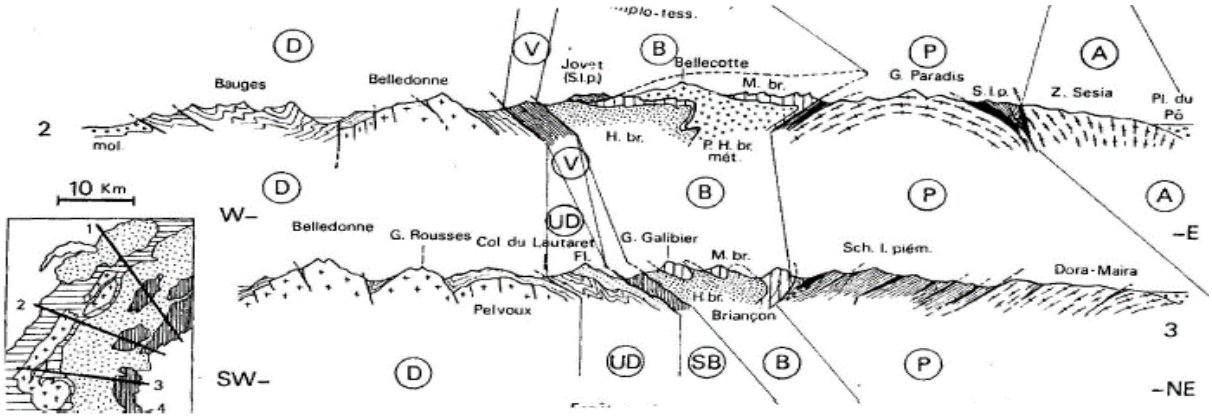



*Fig. 25.*

## 3 LE COLLINE DI TORINO E IL MONFERRATO: UN "PEZZO" DI APPENNINI IN CITTÀ METROPOLITANA DI TORINO

Le pieghe appenniniche, nell'Italia Settentrionale, sono strutturate in tre grandi archi: le Colline di Torino – Monferrato, le pieghe emiliane e le pieghe ferraresi – romagnole. L'andamento strutturale del fronte sepolto degli Appennini con il suo caratteristico sviluppo di archi via via più esterni può essere interpretato come effetto di una compressione e di un raccorciamento il cui valore assoluto aumenta da ovest verso est (fig. 26).

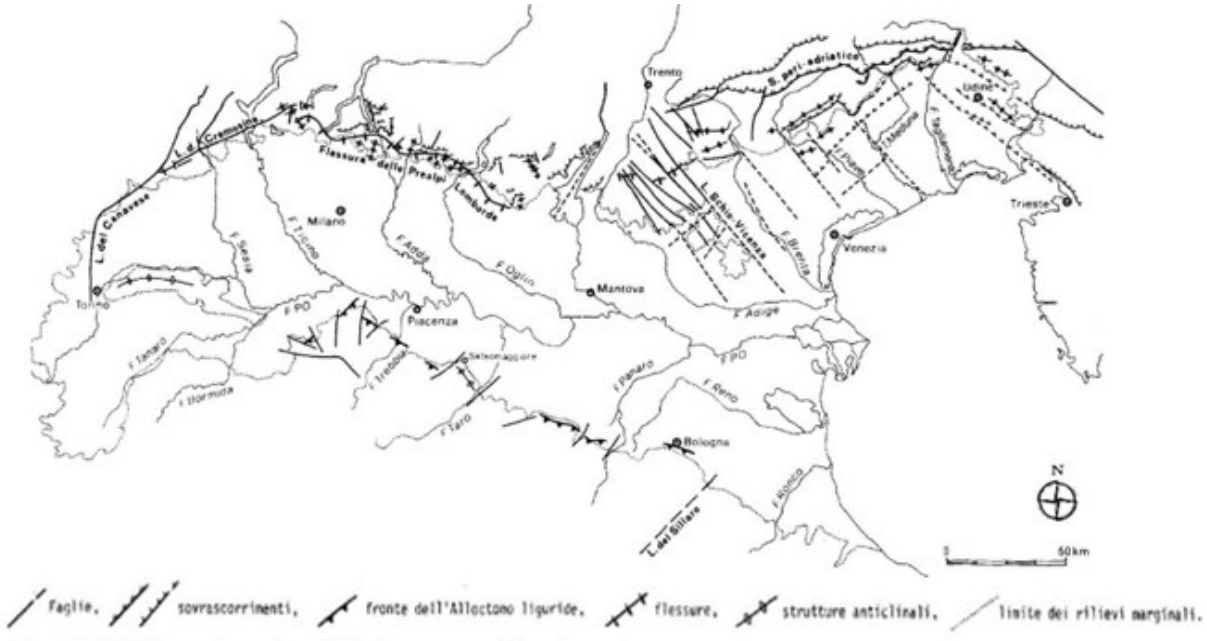



*Fig. 26. Principali linee strutturali dei margini alpini ed appenninici*

Da un punto di vista geomorfologico le dorsali collinari e il reticolo idrografico del settore collinare mostrano uno sviluppo plano – altimetrico complesso, in stretto rapporto con la natura del substrato e con il suo assetto lito – strutturale, che cercheremo di definire di seguito. Nelle colline le incisioni vallive si presentano perlopiù strette e relativamente profonde, con un tipico profilo trasversale a "V".

Le Colline di Torino e il Monferrato sono parte del Dominio tettono-stratigrafico detto Bacino Terziario Piemontese (BTP), costituito da successioni sedimentarie marine oligocenico-plioceniche poggianti sopra un substrato alpino-liguride deformato. Il BTP maschera a livello superficiale le strutture nord-vergenti del sovrascorrimento frontale (*thrust belt*) sud-padano nel quale sono incorporate unità alpine, liguridi e del BTP stesso.

Dal punto di vista paleogeografico l'area in esame è ubicata all'estremo limite settentrionale del Bacino Terziario Piemontese, il quale è il risultato di un'evoluzione strutturale terziaria che ha portato allo smembramento della geometria a doppia vergenza del sistema Alpino, rimanente tale soltanto nelle Alpi Occidentali e Centrali. I caratteri

stratigrafico-strutturali del BTP sono il risultato dell'evoluzione tettonica post-eocenica del thrust belt sud-padano, la quale è stata assai complessa, in quanto la successione degli eventi non si inquadra nei classici modelli di propagazione verso l'esterno della catena (avanpaese) dei fronti tettonici principali.

## 3.1 Successione degli eventi tettonici e sedimentari

L'area compresa tra Colline di Torino, Monferrato e Langhe può essere considerata emersa nell'Eocene medio, a seguito della collisione tra placca Europea e microplacca Adria, ed è formata da un impilamento di unità alloctone costituite da corpi rocciosi riferibili sia al margine paleoeuropeo sia all'area oceanica piemontese-ligure. Tali unità costituiscono un edificio strutturale o prisma di accrezione che, dall'Eocene sup., tende a sovrapporsi alla microplacca Adria, in corrispondenza di un piano immerso oggi a sud.

A partire dall'Eocene superiore e fino a tutto l'Oligocene inf., al di sopra del prisma orogenico alpino si è sviluppato un bacino che può essere considerato di *retroforeland*[19] alpino: esso comprende la parte basale della successione classica del BTP e dei bacini epiliguri degli Appennini settentrionali.

Detto bacino si è sviluppato in seguito al retroscorrimento delle unità metamorfiche alpine su quelle liguri, nella fase mesoalpina (fig. 27).

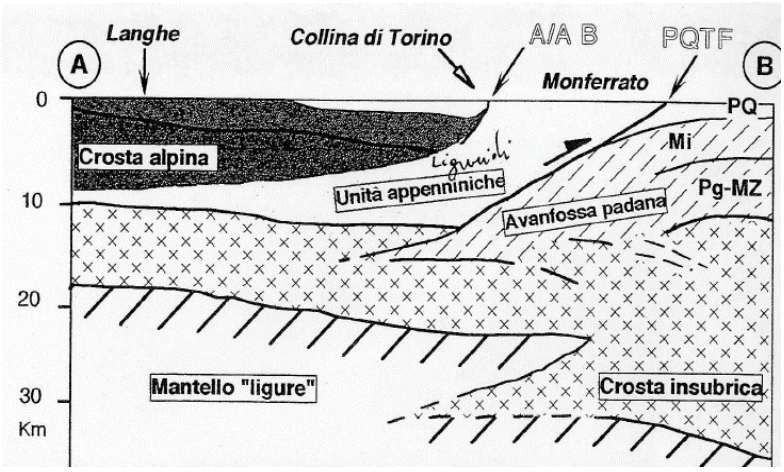



*Fig. 27. Sezione regionale N-S della configurazione crostale nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennini. A/AB: Ilimite Alpi – Appennini; PQTF: fronti di sovrascorrimento plio-quaternari della Pianura Padana; PQ: depositi plio-quaternari; Mi: Miocene; Pg-Mz: Paleogene – Mesozoico superiore (da Biella et al. 1992)*

Pertanto, nelle Colline di Torino, in seguito abbreviate con la sigla TH (Torino Hills), si realizza una rapida trasgressione marina documentata da depositi pelitici emipelagici (Formazione di Gassino).

Con l'Oligocene inf. si delinea un bacino di sedimentazione del quale si hanno come testimonianze le Arenarie di Ranzano nel Basso Monferrato, delimitate verso nord da un rilievo (localmente emerso) parte integrante del prisma di accrezione di cui sopra.

Alla fine dell'Oligocene inf., il contesto si modifica con l'apertura del bacino ligure-provenzale, coevo all'individuazione, nel BTP, di bacini localizzati sedi di una sedimentazione terrigena grossolana (F. di Molare nel BTP) di ambiente da continentale a marino-marginale, evolvente verso l'alto a una sedimentazione pelitico-marnosa di piattaforma e/o scarpata.

Con l'Oligocene sup. il bacino si estende gradualmente verso l'Alto Monferrato e le Langhe, con una subsidenza generalizzata e la deposizione di marne emipelagiche (Marne di Antognola), interessate da processi di risedimentazione torbiditica. Nell'area del Basso Monferrato la sequenza si chiude nel Burdigaliano con la sedimentazione delle Marne a Pteropodi inferiori, sedimenti fini che denunciano un momento di stasi tettonica in corrispondenza del prisma di accrezione, parzialmente invaso da sedimenti emipelagici.

Nel Miocene la catena Alpina era ormai costituita nelle sue linee essenziali ed essendo sostanzialmente emersa dalle acque, era soggetta alle azioni di erosione e smantellamento da parte degli agenti atmosferici. I fiumi trasportavano grandi quantità di sedimenti che si accumulavano ai piedi delle Alpi, e, in seguito, raggiungevano il mare adiacente che ricopriva le aree del Piemonte centrale (Colline di Torino, Monferrato, Langhe, Pianura Padana). Questi sedimenti venivano poi ridistribuiti dalle correnti marine di torbida. Contemporaneamente nell'area mediterranea occidentale si produsse una nuova risalita di calore dal mantello terrestre, che determinò l'inarcamento e la rottura della crosta europea

[19] Rispetto al sistema di subduzione alpina, l'avanfossa sudalpina e I bacini ad essa connessi sono da considerarsi di retroforeland (retro-avampaese).

dalla quale si staccò una microzolla detta blocco sardo-corso. Tale zolla, facendo perno nel golfo Ligure, eseguì una rotazione antioraria di 30-50° formando, a nord, il mare Ligure-Balearico. Oggi tale zolla è rappresentata dalla Sardegna e da gran parte della Corsica (fig. 28). La geografia del periodo vedeva quindi la catena alpina occidentale lambita ad est da un mare che copriva gli attuali rilievi delle Langhe, delle Colline di Torino, del Monferrato e la Pianura Padana, e ad ovest dal neoformato mare ligure-balearico.

La rotazione antioraria fu contrastata dal bordo occidentale del continente africano; la compressione determinata da questo contrasto di forze diede origine agli Appennini.

Pertanto, tra l'Oligocene sup. e il Miocene medio, la cinematica viene influenzata dagli eventi tettonici coevi alla costruzione della catena appenninica e la parte occidentale del bacino di *retroforeland* alpino viene incorporato in una nuova catena, ora a vergenza appenninica, differenziandosi in diversi domini tettonostratigrafici costituiti da successioni sedimentarie solo parzialmente confrontabili (fig. 29):

- Langhe;
- Colline di Torino;
- Basso Monferrato;
- Alto Monferrato;
- Borbera-Grue;
- Bacini pliocenici di Savigliano e di Alessandria.

Tra questi, solamente le TH e, in misura molto parziale, il Basso Monferrato (sottile striscia allungata in direzione est-ovest compresa tra Lauriano, Brozolo e Verrua Savoia) afferiscono al territorio della Città metropolitana di Torino.

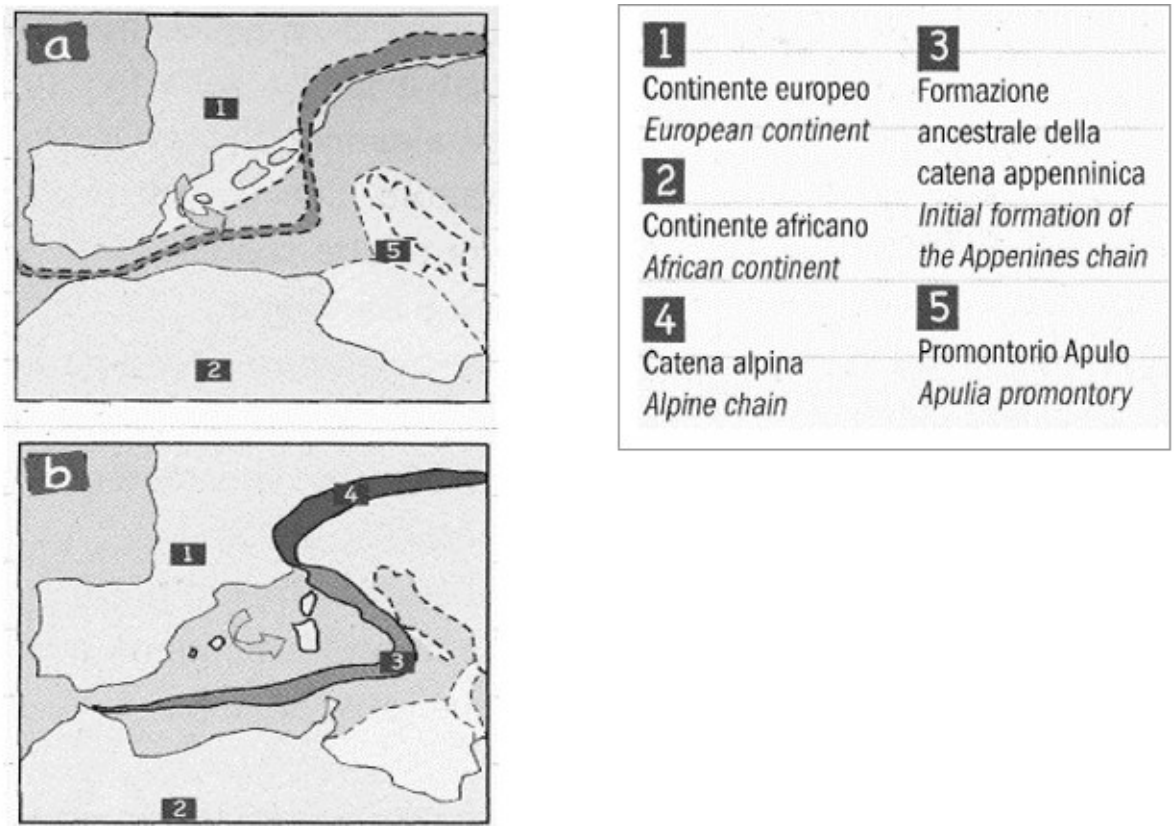



*Fig. 28.*

Le strutture che delimitano tali domini sono note solo in parte: in alcuni casi se ne conosce l'espressione sismica, in altri l'evidenza superficiale oppure si tratta di linee tettoniche la cui geometria e cinematica è conosciuta solo approssimativamente. In ogni caso si tratta di discontinuità attive almeno dall'Oligocene, lungo le quali è avvenuto il sovrascorrimento del basamento metamorfico alpino sulle unità Liguridi.

La dinamica di queste strutture ha indotto deformazioni a scala minore all'interno dei diversi domini del BTP, i cui stili strutturali sono molto differenti tra loro.

Nella parte alta del Burdigaliano le aree circostanti la regione in esame sono interessate da un marcato sollevamento, dovuto ad un'acme compressivo riconosciuto in tutto il Mediterraneo occidentale: al sollevamento si accompagna la presenza di un'estesa sequenza torbiditica, alla quale contribuisce una serie di marcati abbassamenti del livello marino a scala globale. L'attività tettonica si protrae nel Langhiano e nel Serravalliano e ne sono testimonianze i conglomerati risedimentati via via più potenti verso ovest (F. di Termo Forà e F. di

Baldissero). In questo contesto, almeno fino al Miocene inf., le Colline di Torino e il Monferrato occupavano posizioni rispettivamente a tetto e a letto del grande sovrascorrimento profondo, retrovergente, delle unità alpine su quelle liguridi, la cui evidenza superficiale sarebbe rappresentata dalla zona di taglio del Rio Freddo, che appunto separa le Colline di Torino dal Monferrato.

La Zona di deformazione del Rio Freddo (RFDZ), compresa all'incirca tra Casalborgone a nord e Passerano-Marmorito a sud (Provincia di Asti), allungata in direzione NNW-SSE, presenta larghezza variabile da 2 a 3 Km circa, è delimitata lateralmente da dislocazioni subverticali ed è suddivisa in domini geometrici minori delimitati da sistemi di faglie, sia trascorrenti che inverse. Essa rappresenterebbe la manifestazione superficiale di una più importante discontinuità crostale lungo la quale avviene la sovrapposizione della crosta alpina metamorfica (livello crostale a evoluzione profonda) sulla crosta appenninica (basamento + falde di copertura liguri e appenniniche = livello crostale superficiale) e avrebbe un significato simile al noto lineamento tettonico detto Linea Sestri- Voltaggio (il quale separa le Alpi dagli Appennini), ma con età di attivazione più recente (neoalpina) e sarebbe responsabile di una tettonica transpressiva[20] che ha condizionato la sedimentazione della successione oligo-miocenica nel Monferrato.

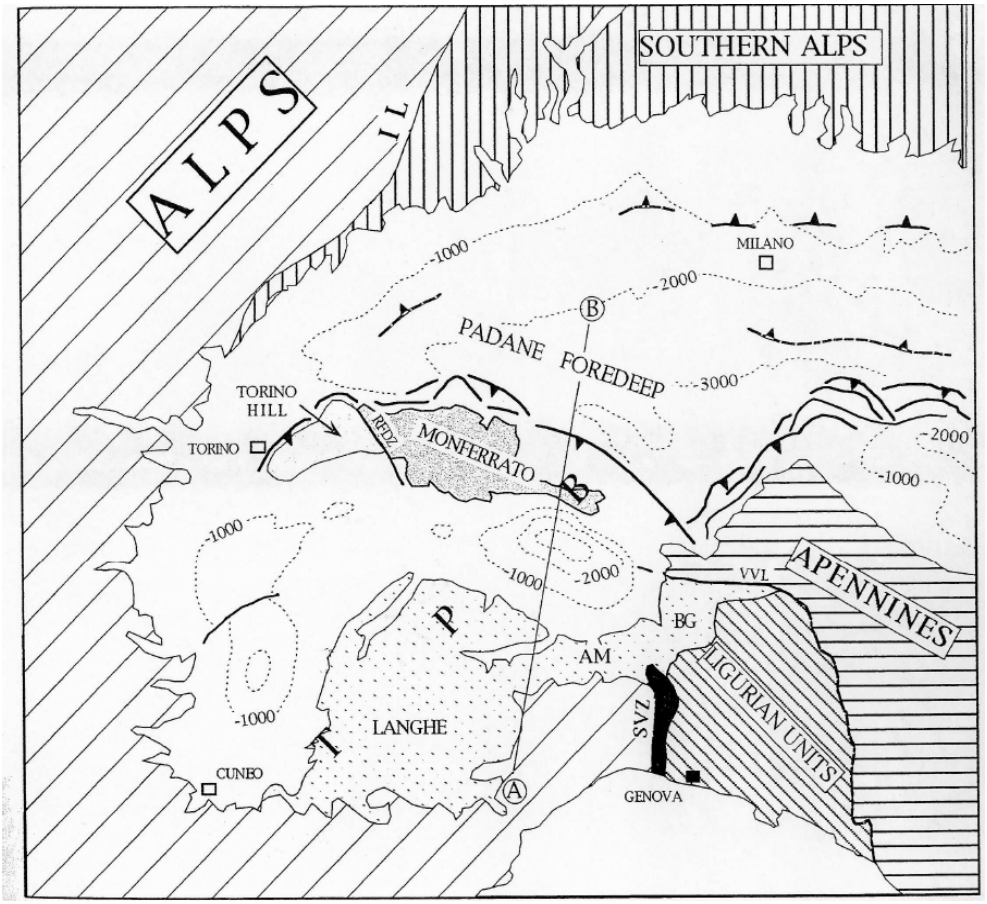



*Fig. 29.*

Contrariamente al Monferrato, nel Burdigaliano-Langhiano la successione sedimentaria delle Colline di Torino non fu deformata. Infatti, la propagazione laterale dei sovrascorrimenti appenninici potrebbe essere stata limitata ad ovest dalla presenza del rigido basamento alpino a profondità limitate. La risposta superficiale potrebbe essere stato lo sviluppo di zone di taglio e faglie parallelamente al bordo esterno del sovrascorrimento del basamento alpino (per l'appunto la Zona di deformazione del Rio Freddo di cui sopra), e questo spiegherebbe i movimenti differenziali, in regime transpressivo, tra il dominio relativo alle Alpi (Colline di Torino) e quello relativo agli Appennini (Monferrato). Entrambe le unità, le Colline di Torino e il Monferrato, sono sovrascorse globalmente sul basamento adriatico e sui relativi sedimenti padani attraverso il thrust frontale padano, attivo sino al Quaternario; l'inizio del sovrascorrimento ringiovanisce da est verso ovest (pre-burdigaliano nel settore monferrino, post-miocenico nelle Colline di Torino).

Il thrust frontale padano è stato interpretato come l'estensione occidentale del sistema di thrust Appenninici, tutti vergenti a N in direzione dell' avampaese Adriatico-Padano.

La differenza, come si rimarca in fig. 30, è che le unità tettoniche delle Colline di Torino e del Monferrato corrispondono a parti distinte dei domini sedimentari oligo-miocenici che si sono sviluppati su due distinti blocchi

[20]Quando le faglie sono curve, la dislocazione di taglio lungo le faglie deve essere accompagnata da raccorciamenti perpendicolari alla superficie di faglia e questo tipo di movimento è detto transpressione.

crostali: le Colline di Torino sono considerate come un dominio Alpino, poiché esse rappresentano la copertura sedimentaria del basamento Alpino, il Monferrato è considerato un'unità relativa agli Appennini, dal momento che il basamento consiste di unità Appenniniche non metamorfosate, incuneate profondamente sotto la crosta Alpina.

Per substrato appenninico del Monferrato si intende il complesso di falde liguridi scollate dal loro basamento.

Il basamento alpino si approfondisce verso nord, raggiungendo 2 – 3 Km di profondità sotto le H.

Durante la fase neoalpina, la rotazione della neonata catena appenninica conduce alla formazione dell'avampaese neogenico padano. L'elemento crostale neogenico Pennidico-Insubrico è stato traslato e ruotato sin dall'Oligocene, con il conseguente "consumo" del Dominio Padano-Adriatico formando così un sistema montuoso di sovrascorrimenti nord-vergenti, simmetrici con il sistema sud-vergente Alpino-Padano.

Nel Langhiano nelle TH si depositano torbiditi silicoclastiche, in ambiente di bacino oceanico. Nel Tortoniano si depositano estesamente sedimenti pelitici (marne), il che testimonia condizioni uniformi su tutta l'area in esame (Marne di Sant'Agata Fossili); tali sedimenti pelitici poggiano sui depositi precedenti *in onlap*[21].

Le direzioni dei principali assi di piega delle TH mostrano come il movimento del basamento alpino e delle sue coperture ben si configura con gli assi di raccorciamento NW-SE del post-Tortoniano.

Verso la parte terminale del Miocene, ad est del blocco sardo-corso si ripeté un fenomeno analogo a quello della formazione del mare Ligure-Balearico; da nord a sud si aprì un ampio sistema di fratture che separò la penisola italiana dalle odierne Corsica e Sardegna. Questo sistema si allargò lentamente fino a diventare un nuovo mare, il Tirreno, che determinò uno spostamento della penisola verso est. Il movimento è ancora in atto e continua a comprimere e a sollevare gli Appennini.

Quasi contestualmente all'origine del Tirreno il Mediterraneo restò isolato dall'oceano Atlantico: la mancanza di un continuo ricambio di acque dall'oceano e l'aumento della temperatura trasformarono il Mediterraneo in un basso lago salato (nel Messiniano), con molte aree prosciugate. Questa condizione, chiamata "crisi di salinità", durò diverse centinaia di migliaia di anni durante le quali si depositarono sedimenti di tipo salino chiamati evaporiti (gesso, anidride e salgemma), parte dei quali sono tuttora presenti nei rilievi delle Colline di Torino, del Monferrato e delle Langhe.

Sino al Pliocene inf. i sedimenti delle TH non furono assoggettati a particolari deformazioni, come si nota dalla fig. 30 a, sezione geologica tra le Colline di Torino (a sud) e San Benigno C.se a nord. Il dominio oggi corrispondente alle TH probabilmente è stato trasportato passivamente sul basamento alpino, muovendosi verso nord.

Il Monferrato, invece (fig. 30 b), è strutturato da un sistema complesso di dislocazioni tettoniche minori, che rappresentano la materializzazione della storia deformativa oligo-miocenica.

Dal Pliocene il Monferrato costituisce un *thrust sheet*[22] a vergenza padana incorporato nella terminazione occidentale della catena degli Appennini; in particolare subisce un graduale sollevamento e basculamento con immersione verso sud, mentre a nord e sud di esso si originano profonde depressioni, tra le quali citiamo, a nord, l'avanfossa padana, ove sono stati riconosciuti oltre 3000 m di spessore di sedimenti plio-quaternari.

Sempre nel Pliocene il bacino del Mediterraneo venne di nuovo occupato dall'acqua, grazie ad un collegamento con l'Atlantico che si suppone essere stato maggiore dell'attuale stretto di Gibilterra. Tra gli Appennini e le Alpi, catene completamente emerse, si formò un vasto golfo a forma triangolare che ricopriva tutta l'attuale Pianura Padana e costituiva un'ampia insenatura del mare Adriatico. Il mare si insinuava fino dentro le valli attuali. Solo alcune "isole" emergevano dal bacino piemontese, corrispondenti oggi ai rilievi delle Colline di Torino e del Basso Monferrato che proprio allora iniziavano a formarsi. I resti fossili indicano per quel periodo un clima di tipo subtropicale, più caldo e umido di quello attuale.

I corsi d'acqua che incidevano le valli alpine ed appenniniche sfociavano in mare formando dei delta in cui erano presenti lagune, stagni, canali fluviali e di marea. In particolare, lungo l'alveo del T. Stura di Lanzo, nei dintorni di Villanova, sono stati ritrovati numerosi resti di una foresta che si estendeva in questi territori circa 3 milioni di anni fa (Pliocene).

In seguito ai continui sollevamenti delle due catene, questo tratto di mare cominciò a ritirarsi e l'accumulo di sedimenti trasportati dai fiumi diede origine ad un'ampia pianura alluvionale che corrisponde all'attuale Pianura Padana. In questa fase si formarono dei grandi ventagli di depositi fluviali (definiti oggi paleoconoidi), allo sbocco delle principali valli alpine nella Pianura Padana; tra queste si ricorda in particolare il grande paleoconoide dello Stura di Lanzo, il maggiore in Città metropolitana di Torino.

[21]Onlap: il bacino si approfondisce, dunque sedimenti di ambiente maggiormente profondo si depositano su sedimenti tipici di ambiente meno profondo.
[22] Corpo sovrascorso.

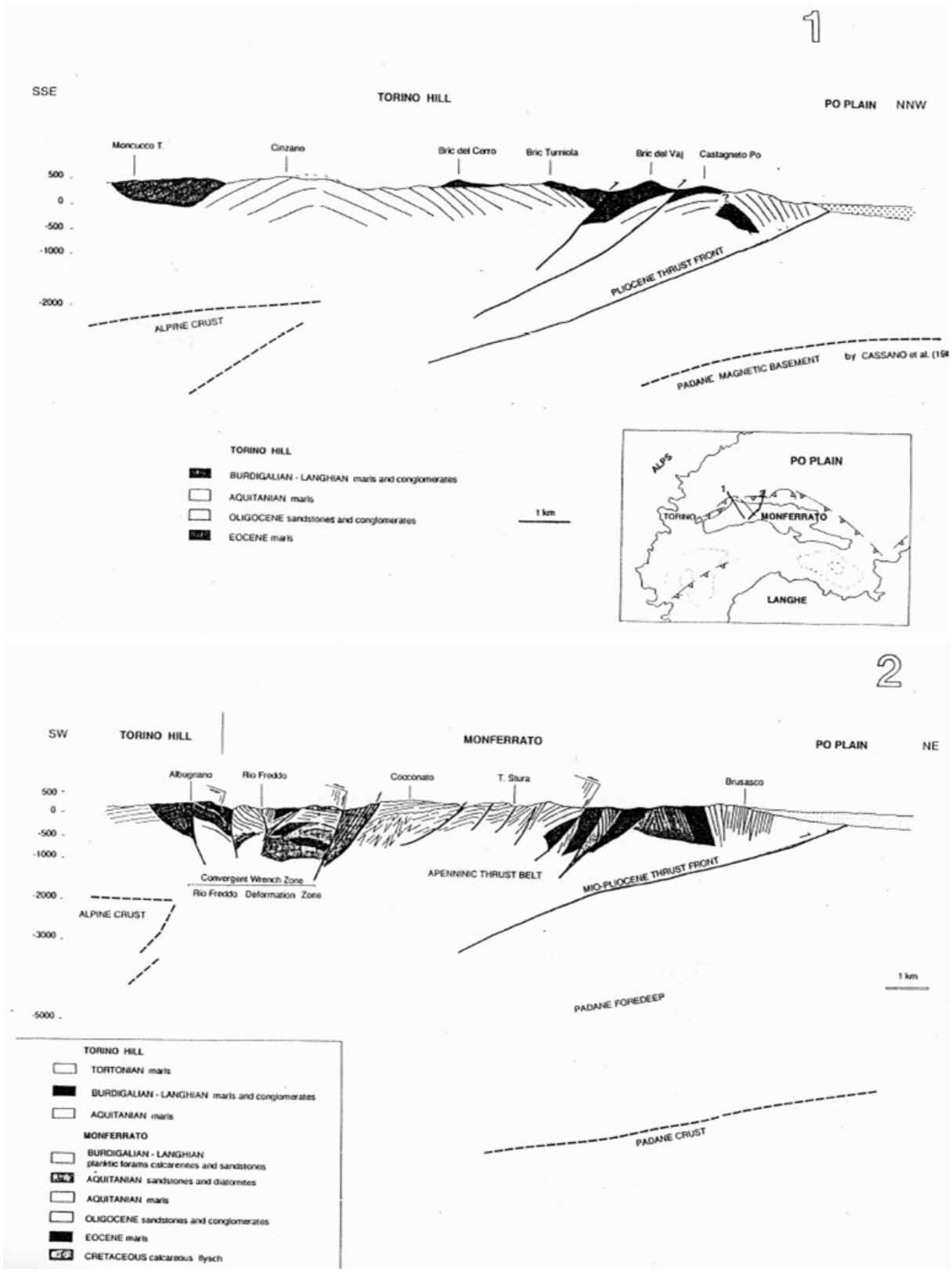

1
SSE
TORINO HILL
PO PLAIN
NNW
Moncucco T.
Cinzano
Bric del Cerro
Bric Turniola
Bric del Vaj
Castagneto Po
500
0
-500
-1000
-2000
PLIOCENE THRUST FRONT
ALPINE CRUST
PADANE MAGNETIC BASEMENT
by CASSANO et al. (19
TORINO HILL
BURDIGALIAN - LANGHIAN marls and conglomerates
AQUITANIAN marls
OLIGOCENE sandstones and conglomerates
EOCENE marls
1 km
ALPS
PO PLAIN
TORINO
MONFERRATO
LANGHE
2
SW
TORINO HILL
MONFERRATO
PO PLAIN
NE
Albugnano
Rio Freddo
Cocconato
T. Stura
Brusasco
500
0
-500
-1000
-2000
-3000
-5000
Convergent Wrench Zone
Rio Freddo Deformation Zone
APENNINIC THRUST BELT
MIO-PLIOCENE THRUST FRONT
ALPINE CRUST
1 km
PADANE FOREDEEP
TORINO HILL
TORTONIAN marls
BURDIGALIAN - LANGHIAN marls and conglomerates
AQUITANIAN marls
MONFERRATO
BURDIGALIAN - LANGHIAN
planktic forams calcarenites and sandstones
AQUITANIAN sandstones and diatomites
AQUITANIAN marls
OLIGOCENE sandstones and conglomerates
EOCENE marls
CRETACEOUS calcareous flysch
PADANE CRUST

*Fig. 30. a,b*

## 3.2 Facies ed ambienti deposizionali: differenze e similitudini tra Colline di Torino e Monferrato

Soffermandoci ora sugli aspetti legati al tipo di sedimenti marini che contraddistinguono le TH e il Monferrato, occorre premettere che ad una storia deformativa complessa quale quella del BTP si associano brusche variazioni laterali di facies e di potenza delle successioni sedimentarie, numerose superfici di discontinuità stratigrafiche e strutture tettoniche di età e significato diversi, nonché sedimenti attribuibili ad ambienti deposizionali differenti.

La successione delle Colline di Torino copre un intervallo cronostratigrafico che va dall'Eocene al Messiniano. In particolare la struttura delle colline è caratterizzata da anticlinali asimmetriche vergenti verso N-NW, le deformazioni sono in prevalenza post-messiniane. La catena si eleva sul margine della Pianura Padana occidentale tra Moncalieri e Chivasso.

Si suppone comunque un'evoluzione strutturale più complessa di un semplice piegamento monofasico, forse collegabile all'attività di allineamenti trasversali all'andamento degli assi plicativi, il che permette di ipotizzare una differenziazione interna al dominio strutturale collinare in unità gerarchiche di ordine minore.

Nell'evoluzione del bacino corrispondente all'attuale Collina di Torino si riconosce una generale tendenza all'approfondimento con il passaggio da successioni marine di piattaforma, che perdurano fino all'Oligocene sup., a condizioni più bacinali testimoniate dallo sviluppo di torbiditi arenaceo- conglomeratiche alternate a livello marnosi a partire dall'Aquitaniano. Ai fini di un inquadramento stratigrafico di carattere generale la successione può essere considerata come costituita da un substrato pre e sin-orogenico e da formazioni di copertura essenzialmente terrigene riferibili al terziario; tutto l'intervallo stratigrafico-temporale del Cenozoico, salvo piccole lacune, sembra essere rappresentato.

Le Colline di Torino sono caratterizzate da una distinta e regolare anticlinale (anticlinale di Gassino) orientata Sud-Ovest - Nord-Est (passante per San Vito, Santa Margherita, Tetti Lencia, Bric Martina), struttura principale alla quale si affiancano all'estremità sud-occidentale due pieghe minori, probabilmente di origine successiva (movimenti orogenetici di riflesso): la sinclinale di Cavoretto e l'anticlinale della Maddalena. All'estremità nord-orientale della collina, l'anticlinale di Gassino è sostituita da una struttura più complessa, formata dalla giunzione delle anticlinali di San Genesio e di Cinzano, inframmezzate dalla sinclinale di Casalborgone.

I terreni affioranti sulla collina vanno dall'epoca eocenica (quelli che affiorano presso il nucleo dell'anticlinale di Gassino) al Pleistocene (Quaternario) che ne costituisce il piede meridionale. I terreni terziari di epoca eocenica (marne, argille, calcari) sono fasciati a Sud da terreni pliocenici (conglomerati formati da ciottoli frammisti a ghiaia, sabbia e sabbie marnose), mentre sul versante Nord-Est della collina mancano affioramenti del Pliocene.

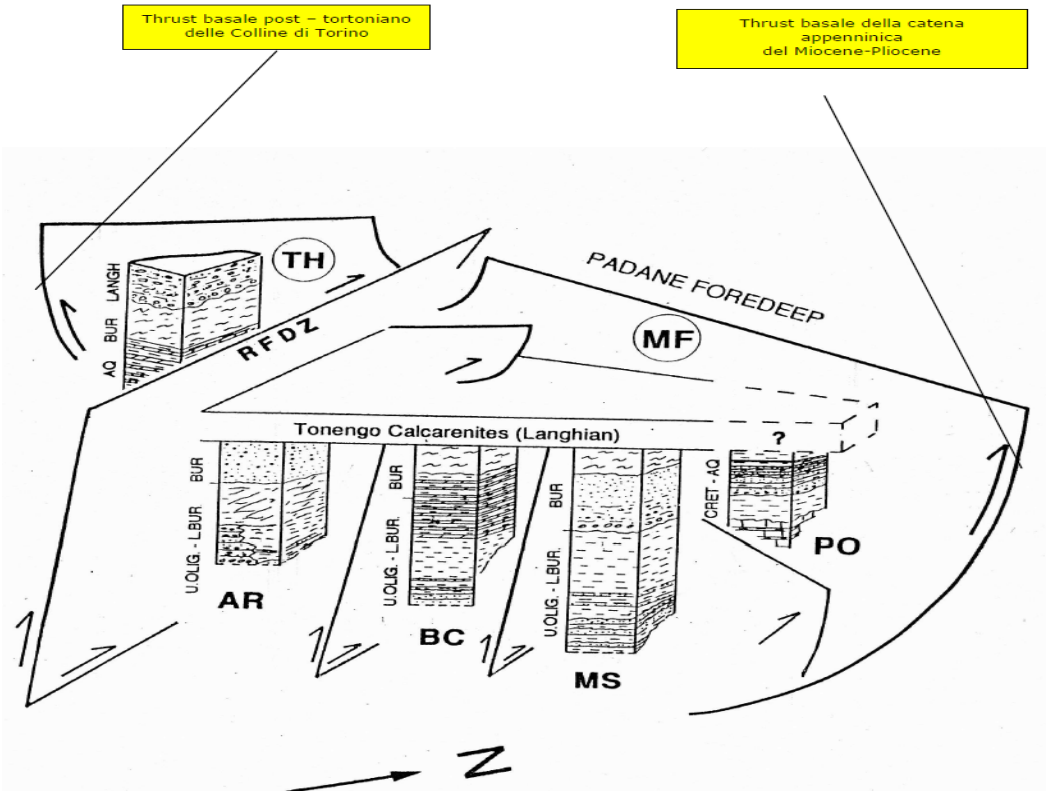



*Fig. 31.*

Numerose sono le zone da cui emergono abbondanti depositi di fossili, esemplari a tal proposito sono gli strati pliocenici della zona di Cambiano (in facies astiana), da cui emergono diverse specie fossili. La successione sedimentaria, costituita da sedimenti un tempo definiti di molassa [23] prevalentemente oligo-miocenici, derivati dall'erosione dell'edificio alpino che era in fase di costruzione, appare più potente e continua di quella del Monferrato, rispetto alla quale si discosta in alcuni intervalli stratigrafici; in particolare nelle Colline di Torino non sono riconoscibili i depositi burdigaliano-serravalliani di piattaforma definiti "Pietra da Cantoni", mentre il coevo intervallo stratigrafico risulta costituito da una successione terrigena grossolana assai potente (Complesso di Termoforà e C. di Baldissero). Gli altri sedimenti, prevalentemente di origine marina, sono costituiti da arenarie, marne e siltiti.

Il Monferrato è un dominio strutturale complesso che mostra una notevole frammentazione in elementi autonomi. La successione stratigrafica è costituita da:

- un substrato costituito da flysch [24] ad affinità ligure, del Cretaceo-Eocene;
- una successione terrigena e carbonatica, discordante sulla precedente, di età compresa tra l'Eocene medio e il Pliocene.

La fig. 31 mostra i rapporti tridimensionali tra le Colline di Torino (TH) e i vari elementi del Monferrato (MF), con la Zona di deformazione del Rio Freddo (RFDZ) e il sovrascorrimento frontale sud- padano (Padane *Foredeep*).

A sua volta il Dominio del Monferrato può essere suddiviso in due principali unità tettonico- stratigrafiche, che mostrano differenti evoluzioni sedimentarie e sono separate dal sistema di faglie di Castel Verrua, diretto NNE-SSW (area di Verrua Savoia).

A E di tale linea tettonica vi è l'unità del Monferrato orientale, interpretata come una singola unità tettonico-stratigrafica; a W il Monferrato occidentale, consistente di alcune unità tettonico-stratigrafiche minori (Fig. 32).

L'intensa attività tettonica successiva (strike-slip e oblique-slip faults) ha fortemente influenzato l'evoluzione sedimentaria del segmento occidentale del Monferrato, interessando di meno il Monferrato orientale.

Ci soffermeremo ora sul Monferrato occidentale, che comprende, sia pur in parte minima, la porzione di territorio più orientale della Città metropolitana di Torino.

Qui la complessa strutturazione è accompagnata da un panorama stratigrafico piuttosto eterogeneo. Infatti (fig. 33), dal confronto tra le diverse unità tettonostratigrafiche riconosciute (Unità del Bric Carrassa, di Aramengo, di Moransengo e di Po), si rilevano significative variazioni nelle caratteristiche litostratigrafiche e sedimentologiche: le unità di cui sopra sono delimitate da faglie e/o lineamenti tettonici.

La successione stratigrafica dell'Unità del Bric Carrassa inizia con depositi di piattaforma esterna (alternanze di peliti, siltiti ed arenarie bioturbate) coevi con la parte basale della F. delle Marne di Antognola. Verso l'alto si passa a depositi di scarpata, confrontabili con le Marne di Antognola, che testimoniano un approfondimento del bacino, quindi un orizzonte siliceo (Marne a Pteropodi) con fitte alternanze di peliti, siltiti, arenarie e livelli silicizzati che si estendono fino al Burdigaliano sup. Infine, si passa ad una successione di piattaforma esterna confrontabile con le "Calcareniti di Tonengo" riconosciute nell'Unità di Moransengo.

L'Unità di Aramengo è costituita da una successione immergente ad alto angolo verso NE; dal basso verso l'alto si osservano: le Marne di Antognola, un orizzonte siliceo, diatomiti biancastre ed areniti glauconitiche assimilabili alle Calcareniti di Tonengo.

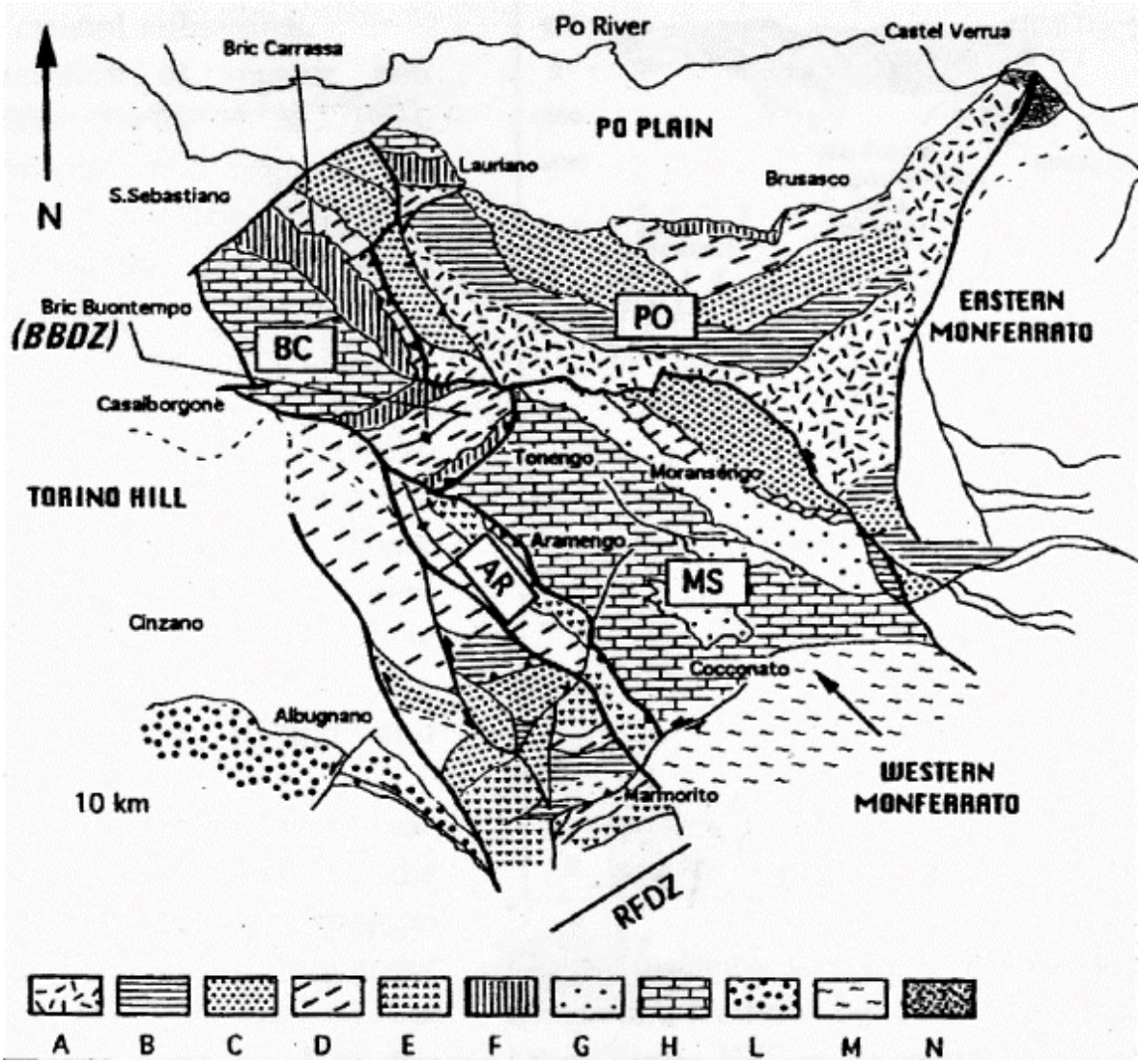
L'Unità di Moransengo è caratterizzata da una successione sedimentaria relativamente continua, costituita da arenarie e marne siltose riferibili all'Unità di Cardona (Oligocene sup.), passanti ai depositi terrigeni grossolani delle Arenarie di Moransengo (Burdigaliano sup.). La parte alta della successione è costituita dalle calcareniti di piattaforma descritte come Calcareniti di Tonengo (Langhiano).

Con il nome Unità di Po si indica la regione compresa tra i limiti settentrionali delle unità di Bric Carrassa e di Moransengo ed il thrust frontale appenninico sepolto dai depositi plio-quaternari della Pianura Padana. L'unità è costituita da anticlinali fagliate e talora rovesciate, che coinvolgono localmente terreni del substrato pre-eocenico. Il settore settentrionale dell'Unità di Po è costituito da livelli conosciuti in letteratura come Arenarie di Ranzano e Marne di Antognola, immergenti ad alto angolo verso nord e nord-est.

Le caratteristiche stratigrafiche di queste unità indicano che l'attività pre-langhiana delle strutture NW-SE, in seguito comunque riattivate, viene sigillata nel Langhiano dalla deposizione delle Calcareniti di Tonengo. Al contrario, le faglie e le zone di taglio inverse del sistema NE-SW dislocano i depositi langhiano-serravalliani e ne determinano, nelle varie unità, rapporti di giustapposizione tettonica con gli intervalli sottostanti. L'emersione e il graduale ampliamento dei rilievi collinari hanno imposto nel Pleistocene un limite geografico alla sedimentazione della successione continentale, determinando l'instaurarsi di prevalenti e diffusi fenomeni erosivi nelle aree di mano in mano coinvolte nel sollevamento.

[23] Molassa: è un complesso sedimentario costituito da rocce sedimentarie clastiche, di carattere post-orogenico.

[24] *Flysch*: sedimenti di ambiente marino profondo, che si accumulano durante la fase orogenetica (cioè contemporaneamente ai movimenti tettonici). Ad es. depositi torbiditici.




Nel settore assiale dei rilievi del Monferrato, ad esempio, questa evoluzione ha comportato la "non sedimentazione" o l'asportazione della successione continentale pleistocenica media ed inferiore ed ha reso estremamente frammentario il record stratigrafico nei settori periferici e in sollevamento. In altre parole, l'unità delle TH è considerata il prolungamento verso NW del BTP s.s., l'unità del Monferrato appare costituita da bacini intramontani miocenici e da bacini di "*piggy back*"[25] rispetto al movimento verso NE dei *thrust* appenninici realizzatosi a partire dal Miocene inf.

Le differenze nelle successioni stratigrafiche tra Colline di Torino e Monferrato persistono sino al Tortoniano, quando entrambi i domini sono interessati dalla deposizione di marne.

Si può parlare di evoluzione comune tra i due domini solo a partire dal Messiniano. Da questo momento la progressiva migrazione della deformazione verso l'avampaese padano, permette la propagazione verso ovest dei fronti appenninici e comporta l'attivazione di sovrascorrimenti nel basamento alpino responsabili delle deformazioni delle Colline di Torino.

Il quadro che ne deriva può essere così dipinto: le strutture pre-plioceniche dovevano costituire un rilievo, forse emerso, che nel Pliocene separava due bacini nettamente distinti: quello astigiano a sud e quello torinese-vercellese-novarese a nord.

Il Pliocene è presente, con la classica successione marino-continentale, nelle aree che separano le strutture delle TH e del Monferrato dalla monoclinale delle Langhe.

[25] Una sequenza di sovrascorrimenti formati da un progressivo sviluppo di thrust per collasso delle unità poste a letto del piano tettonico; il thrust di nuova formazione diventa la superficie di sovrascorrimento attiva e i thrust più vecchi, con i loro piani di taglio, sono trascinati avanti su di esso, passivamente.

*Fig. 32.*

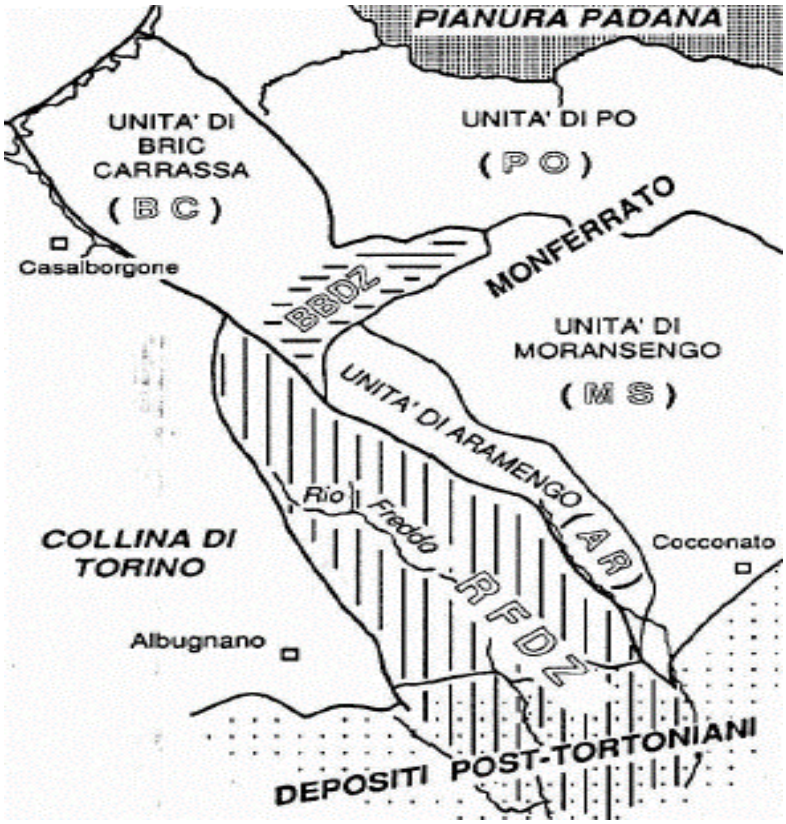



*Fig. 33.*

## 3.3 Il limite Plio-Pleistocene: il Villafranchiano

Durante il XIX secolo considerevoli resti di mammiferi plio-pleistocenici ritrovati nella scarpata di terrazzo che costituisce il limite esterno dell'altopiano di Poirino (di cui si dirà nelle pagine successive) portarono per la prima volta alla definizione di Villafranchiano (1865). In realtà la fauna include forme del Pliocene superiore, del Pleistocene inferiore e del tardo Pleistocene medio; da registrare l'assenza di fossili dell'inizio del Pleistocene medio.

I successivi lavori di paleontologi specialisti del Quaternario diedero il seguente quadro per l'area tipo del Villafranchiano, ubicata in provincia di Asti (Villafranca d'Asti): vi fu un evento di regressione alla fine del Pliocene rappresentato da una sequenza di sabbie e, subordinatamente, siltiti e argille, depositi con differenti strutture sedimentarie di tipo tidale, in alternanza con facies di transizione tra ambienti costieri e di palude e depositi sabbiosi corrispondenti ad episodi fluviali. Dunque ambienti di sedimentazione da intertidale a fluviale. La successione ha fornito faune e pollini tipici del Pliocene sup. e manifesta evidenze di cambiamenti climatici sia caldi sia freddi che marcano il limite Plio-Pleistocene. Questa facies in realtà è oggi nota in letteratura con il termine “Villafranchiano inferiore”. Un carattere tipico del complesso è la presenza del diffuso colore giallastro nei suoi depositi.

I sedimenti del Villafranchiano inferiore, in prevalenza costituiti da siltiti e sabbie, affiorano diffusamente nel territorio metropolitano: nei bacini del T. Malone, del T. Orco, del T. Stura di Lanzo, anche in corrispondenza del limite tra pianura Torinese e rilievi alpini (presso Lanzo). Essi sono riccamente fossiliferi, anche se contengono quasi esclusivamente resti vegetali, databili, in questo caso, a partire dal Pliocene medio (fig. 34).

Per ciò che attiene i rilievi collinari dell’area metropolitana, il più antico termine di natura continentale affiorante nell'ambito dei rilievi collinari piemontesi corrisponde alla successione "villafranchiana" che, grazie ai rilievi geologico – morfologici e all’impiego delle UBSU [26] è stato completamente revisionato ed è quindi, descritto come una potente successione, costituita da sedimenti deltizi e fluviali, al cui interno la presenza di un’importante discontinuità erosionale estesa su scala regionale e indicata come Superficie di Cascina Viarengo. Questa discontinuità corrisponde a una discordanza angolare che separa due corpi sedimentari sovrapposti, il Complesso

[26]UBSU unità a limiti inconformi ("*Unconformity bounded strati- graphic units*" Le unità a limiti inconformi sono corpi rocciosi delimitati alla base ed alla sommità da discontinuità significative. Sono quindi unità stratigrafiche cartografabili, che differiscono dalle unità sottostanti e soprastanti semplicemente per il fatto di essere separate da esse da superfici di discontinuità.

Inferiore e il Complesso Superiore, contraddistinti da diversi caratteri sedimentari e da un differente grado di deformazione tettonica.

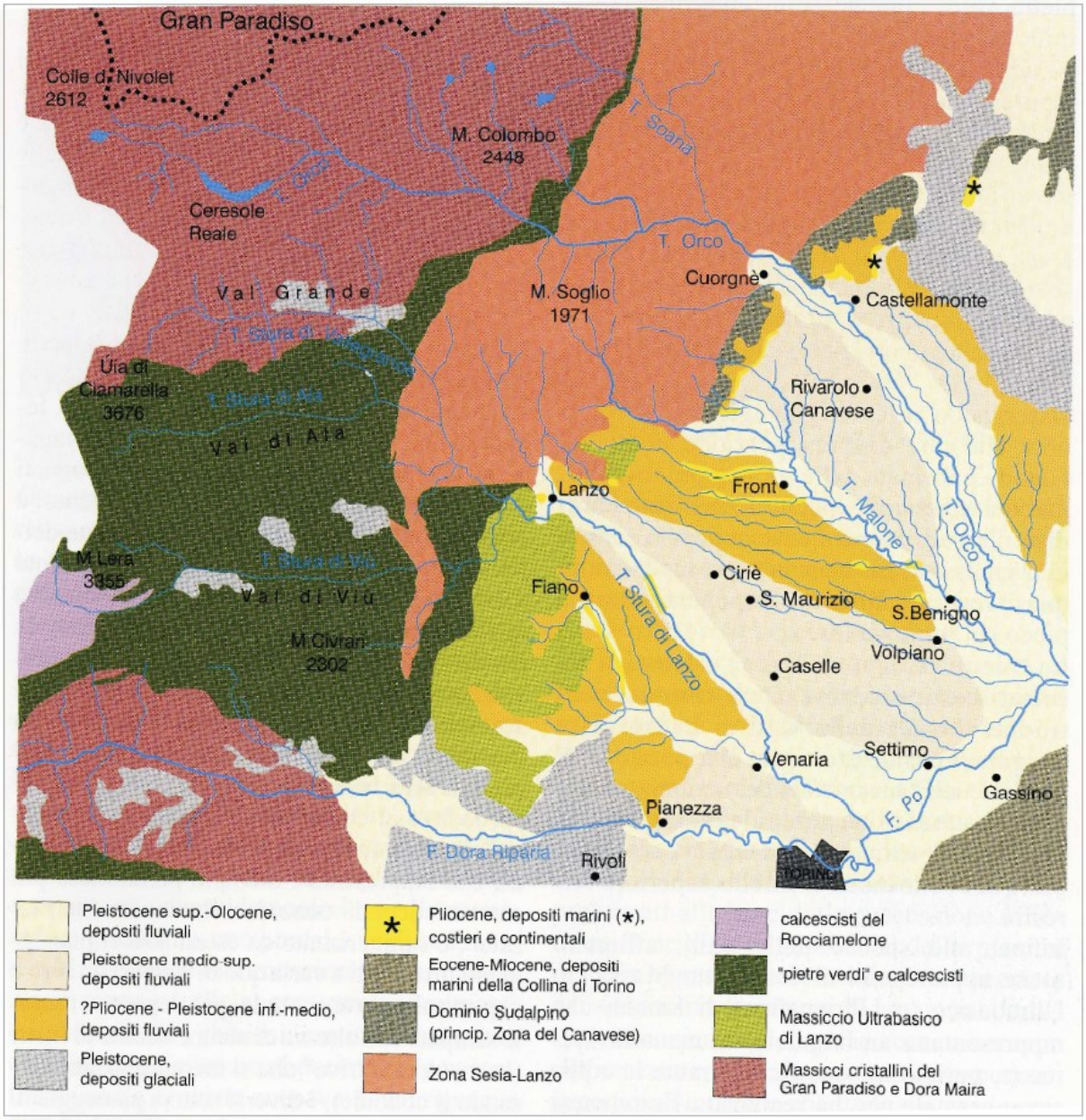



*Fig. 34. Sedimenti del Villafranchiano inferiore*

Il Complesso inferiore è costituito dalla successione delle Sabbie di Ferrere cui si sovrappongono i Silt di San Martino; è rappresentato, alla base, dalle Sabbie di Ferrere, caratterizzate da facies prevalentemente sabbiose di fronte deltizio mostranti stratificazione incrociata e contenenti localmente frammenti di molluschi marini, di macroresti vegetali e di vertebrati continentali. Esso poggia in continuità di sedimentazione sulle Sabbie di Asti. Come anzi anticipato, sedimenti che lo compongono sono riccamente fossiliferi che ne permettono l'attribuzione al Pliocene medio. Sovrapposti alle Sabbie di Ferrere si sviluppano i Silt di San Martino costituiti da alternanze di sedimenti siltosi e sabbiosi. I sedimenti siltosi sono ricchi di macroresti vegetali e sono interpretati come colmamento dei settori di intercanale di una pianura deltizia; i sedimenti sabbiosi rappresentano, invece, il riempimento dei canali distributori della pianura deltizia, entro i quali sono state rinvenute numerose carcasse, talvolta complete, di vertebrati fluitati.

Il Complesso Superiore è costituito, alla base, dal Sintema di Morialdo (sabbie e ghiaie minute riferibili ad un ambiente fluviale ad elevata energia) e, al tetto, dal Sintema di Buttigliera (silt argillosi di piana di esondazione fluviale); mostra un contenuto fossilifero scarso e poco significativo; pur tuttavia si attribuisce al Pleistocene inferiore.

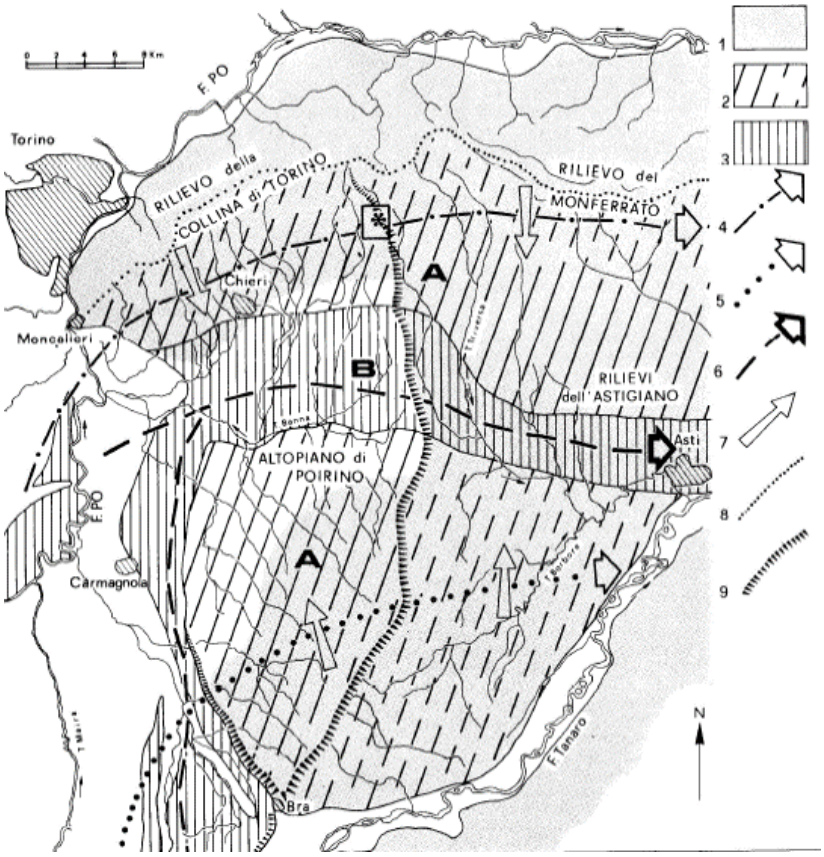
Rispetto al grado di deformazione del Complesso inferiore, il Complesso superiore è interessato da una modestissima deformazione. Proprio il differente significato paleo-ambientale e cronologico attribuito ai due complessi sedimentari, nonché la presenza di un diverso assetto giaciturale dei sedimenti deltizi e fluviali,

suggeriscono l'interposizione di una significativa lacuna stratigrafica che materializza uno *iatus* temporale esteso a coprire parte del Pliocene medio, il Pliocene superiore e parte del Pleistocene inferiore: lo sviluppo di questa discordanza è imputabile alla deformazione tardo-pliocenica subita dall'edificio collinare in risposta alla strutturazione del thrust frontale padano.

## 3.4 Il Quaternario nel Bacino Terziario Piemontese

Il reticolo idrografico dell'area di pertinenza della Collina di Torino, dell'adiacente porzione del Monferrato e dell'Altopiano di Poirino attualmente presenta caratteristiche del tutto diverse da quello del Pleistocene: ha portate modeste e discontinue, pendenze rilevanti e differente organizzazione. Attualmente il reticolo è così organizzato: i collettori drenano verso ovest nell'area corrispondente al versante meridionale delle TH e all'altopiano di Poirino (T. Banna, affluente del Po tra La Loggia e Moncalieri), verso est nel settore del versante meridionale del Monferrato e dei rilievi dell'Astigiano. Gli affluenti ascrivibili al reticolo idrografico minore drenano verso sud nell'area settentrionale (a nord del Banna, ad esempio), verso nord nell'area meridionale.

La successione fluviale pleistocenica preservata sui rilievi collinari torinesi è documentata dalla presenza di antichi sedimenti fluviali distribuiti su entrambi i versanti della Collina di Torino e del Monferrato e in corrispondenza all'Altopiano di Poirino**.** Questi depositi pleistocenici vengono ascritti e collegati a un rilievo molto modesto e a un reticolo idrografico con stile e direzione di drenaggio profondamente diversi da quello attuale: il bacino di alimentazione di questo reticolo, a cui sono appunto legati i depositi affioranti in queste aree, era di dimensioni assai vaste e corrispondeva all'intero bacino piemontese meridionale (fig. 35).




1) Rilievo collinare piemontese p.p.;

2) Area ascritta al Complesso A Pleistocene medio;

3) Area ascritta al complesso B Pleistocene sup.;

4) collettore settentrionale depositi complesso A (traccia semplificata)

5) collettore meridionale depositi complesso A (traccia semplificata);

6) collettore depositi complesso B (traccia semplificata);

7) senso di migrazione dei rami del drenaggio antico;

8) attuale spartiacque;

9)ciglio della scarpata di limite tra Altopiano di Poirino (W) e Astigiano (E)

*Fig. 35. Gli studi e le osservazioni precedenti il rilievo geologico – geomorfologico per la redazione del fogli CARG n. 156 (TORINO EST) e 157 (TRINO) avevano già individuato e descritto le marcate differenze tra i due impianti idrografici; ma sono i i rilievi per la cartografia al 50.000 insieme a mirati studi petrografici ad aver permesso di ricostruire nel dettaglio l'assetto del quaternario di quest'area (FIG. 36).*

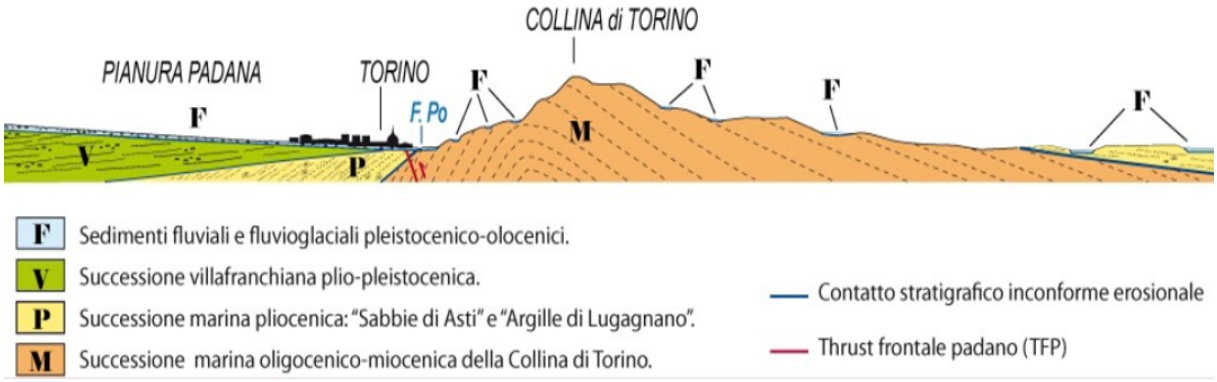

COLLINA di TORINO
PIANURA PADANA
TORINO
F. Po
F
V
P
M
Sedimenti fluviali e fluvioglaciali pleistocenico-olocenici.
Successione villafranchiana plio-pleistocenica.
Successione marina pliocenica: "Sabbie di Asti" e "Argille di Lugagnano".
Successione marina oligocenico-miocenica della Collina di Torino.
Contatto stratigrafico inconforme erosionale
Thrust frontale padano (TFP)

*Fig. 36.*

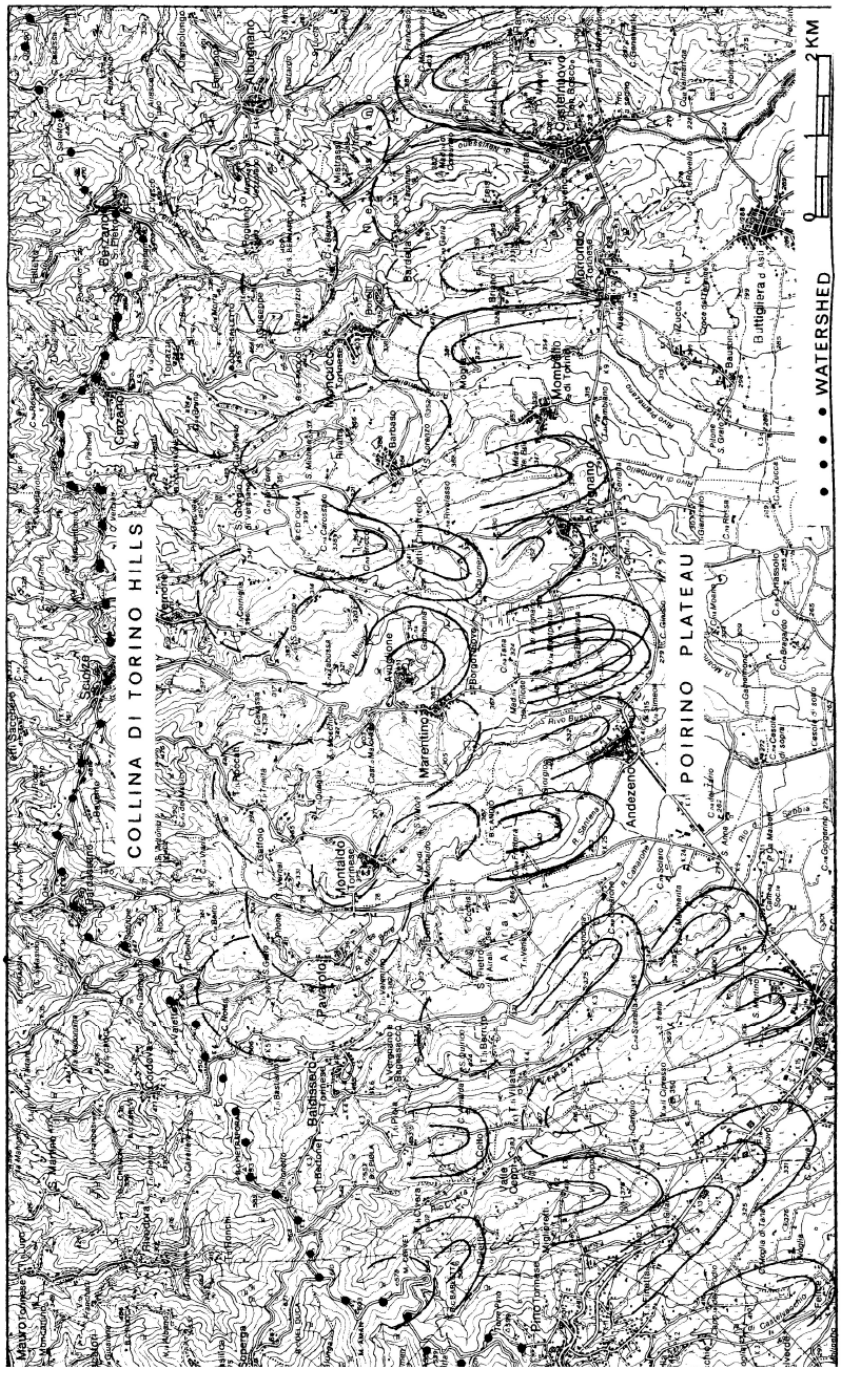

COLLINA DI TORINO HILLS
POIRINO PLATEAU
WATERSHED
2 KM
0
Rivalba
Castelnuovo Don Bosco
Moncucco Torinese
Mombello di Torino
Buttigliera d'Asti
Cocconato
Arignano
Aguglione
Marentino
Andezeno
Montaldo Torinese
Pavarolo
Baldissero Torinese
Valle Cieri
Mauro Soprano
Scalenghe

*Fig. 37.*

La progressiva evoluzione del rilievo che ha coinvolto le TH e il Monferrato, determinata dalla neotettonica quaternaria, è responsabile della graduale evoluzione del reticolo idrografico fino alla configurazione odierna, con un bacino di alimentazione assai più modesto che corrisponde solo a parte del settore collinare. In particolare i sedimenti del Pleistocene medio (complesso A in fig. 35) affiorano sui versanti delle TH e del Monferrato, nonché in corrispondenza della porzione meridionale dell'Altopiano di Poirino, laddove si possono notare i relitti di più fasce di meandri allungate in senso E-W (soprattutto con l'aero fotointerpretazione, fig. 37): questo dimostra l'esistenza di due collettori principali (settentrionale e meridionale) aventi direzione E-W (indicati con i nn. 4 e 5 in fig. 35), la cui confluenza è esterna all'area presa in esame. I due collettori progressivamente tesero a migrare verso sud (il n. 4) e verso nord (il n. 5), avvicinandosi progressivamente.

I sedimenti del Pleistocene sup. (complesso B in fig. 35) sono distribuiti in corrispondenza della porzione settentrionale dell'altopiano di Poirino, dove pure sono riconoscibili più fasce di meandri allungati in direzione E- W, oltre ad una fascia allungata in direzione N–S nella parte occidentale dell'altopiano di Poirino e riferibili ad un alveo abbandonato del T. Tanaro. Questa situazione indica il deflusso di un importante collettore ad andamento E–W nel Pleistocene sup. (con il n. 6 in fig. 35), legato alla fusione dei due paleocorsi d'acqua visti in precedenza e della sua rete affluente, il cui corso d'acqua principale è dato dal paleoalveo del Tanaro, che confluiva nel Po non lontano da Carmagnola. Oggi il Tanaro confluisce nel Po nella pianura alessandrina e non drena affatto il territorio della Città metropolitana di Torino. Comunque sia, nel Pleistocene esisteva un sistema idrografico a meandri drenante verso est, dunque una superficie modestamente acclive verso oriente.

Nel dettaglio, l'evoluzione tra il Pleistocene medio – sup. e l'attuale della TH può essere meglio compresa grazie ai lembi di depositi di sedimenti quaternari come sono stati cartografati e riconosciuti ai differenti settori della collina (settori riportati nello schema presentato nella sottostante fig. 38).

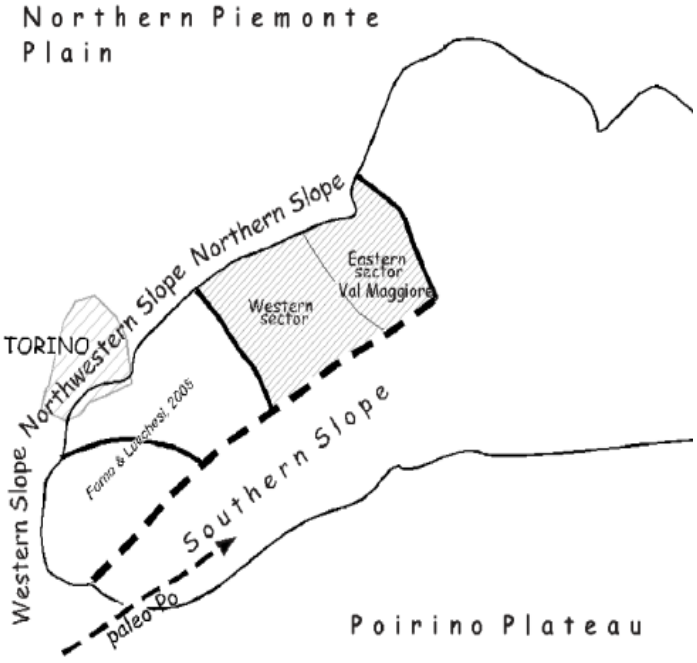



*Fig. 38. Settori differenti della TH presentanti relitti del paleoreticolo pleisotcenico (da D. Barbero, P. Boano, M.T. Colla, M.G. Forno 2007)*

L'attuale versante meridionale dei rilievi collinari torinesi caratterizzato da sedimenti fluviali siltosi e subordinatamente ghiaiosi, riconducibili all'antico tracciato del F. Po che nel corso del Pleistocene medio e superiore defluiva a sud dell'edificio collinare (paleocollettore meridionale).

La successione del settore meridionale (figg. 39 e 40) è interessata da una significativa deformazione, progressivamente maggiore procedendo verso lo spartiacque collinare, dove i sedimenti risultano sospesi di centinaia di metri rispetto al reticolato idrografico dell'attuale pianura.

La successione fluviale terrazzata descritta è il risultato del sollevamento e deformazione dell'originale pianura padana prima dello spostamento del fiume Po a nord della collina di Torino. L'età dei terrazzi fluviali (Pleistocene medio – sup.) e la loro elevazione tra 715 e 260 m s.l.m. (tra 515 e 40 m sopra l'attuale Pianura Padana), indicano un notevole sollevamento di Collina di Torino.

Le evidenze morfologiche e sedimentologiche suggeriscono un cambiamento importante nella morfologia e struttura della collina torinese: da paesaggio pene-pianeggiante nell'ambito del quale la collina era a malapena visibile a rilievo elevato sulla pianura padana attuale. La debole pendenza dei terrazzamenti verso sud è dovuta al progressivo sollevamento e all'inclinazione verso sud del versante meridionale della collina torinese.

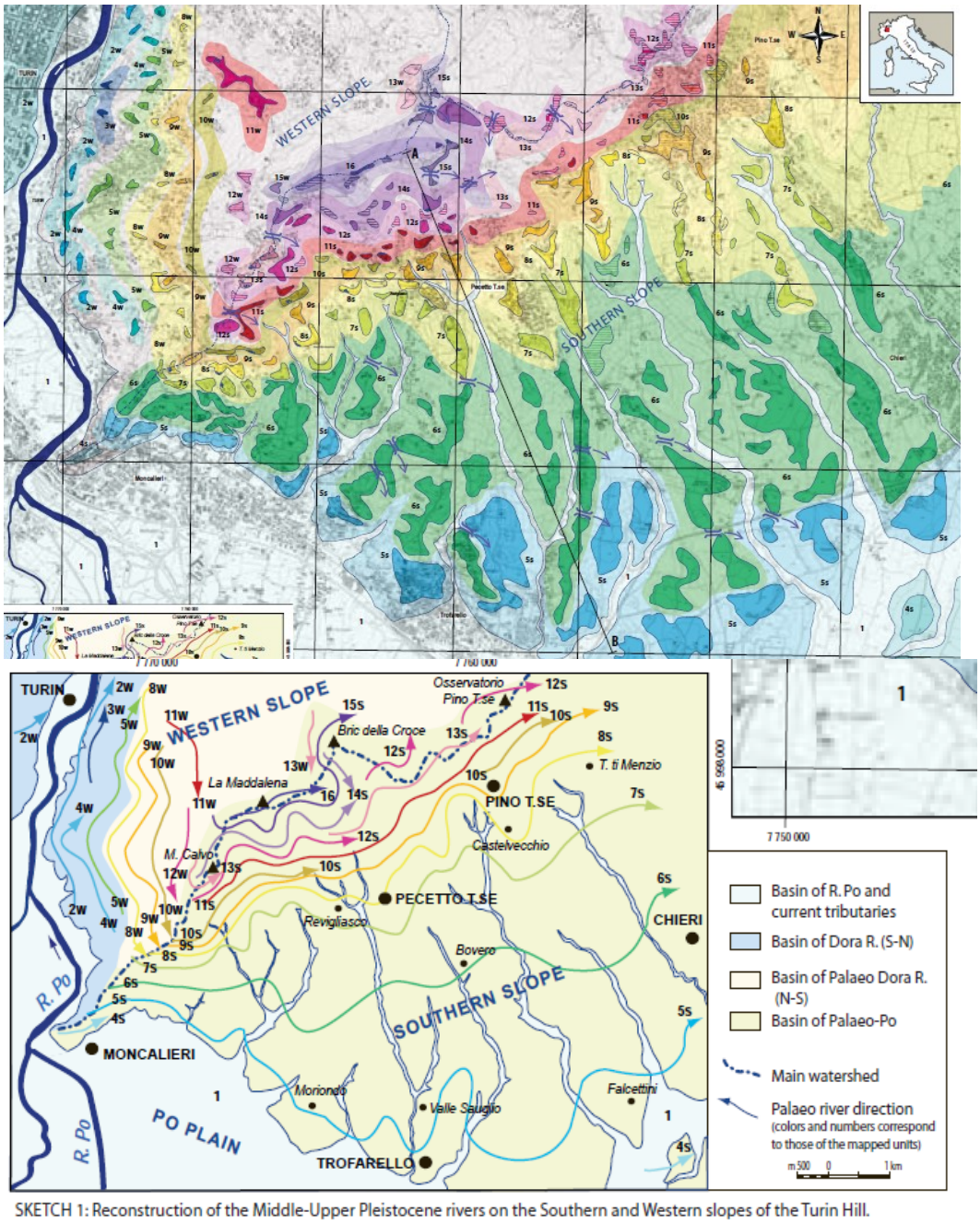



*Fig. 39. Il reticolo fluviale relitto del Pleistocene medio sup. sui versanti meridionale e occidentale della collina di Torino (da M.G. Forno e S. Lucchesi 2016) stralcio di carta geologica con ubicazione di sezione del versante meridionale e schema illustrativo di ricostruzione del paleo reticolo.*

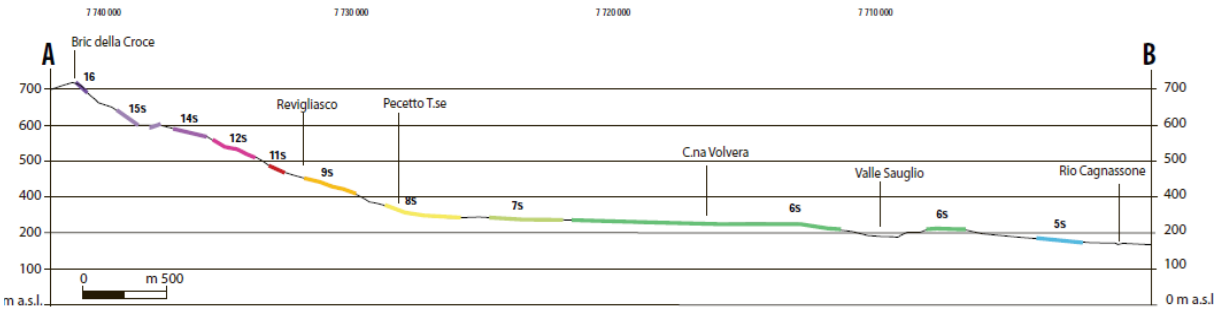



*Fig. 40. Sezione illustrativa mostrante i relitti dei depositi fluviali pleistocenici lungo il versante meridionale della Collina di Torino (da M.G. Forno e S. Lucchesi 2016)*

Al paleocollettore meridionale sono stati attribuiti quattro sintemi: i due sintemi più antichi, riferibili al Pleistocene inferiore, comprendono il Complesso Superiore della successione villafranchiana, di età pleistocenica inferiore di cui si è già detto al precedente paragrafo. I due sintemi più recenti ascritti al paleocollettore meridionale, riferibili al Pleistocene medio e superiore, hanno rappresentano i termini quaternari arealmente più diffusi in ambito collinare e costituiscono ampie depressioni relitte con andamento arcuato in pianta attribuibili al modellamento del grande corso d'acqua a meandri con deflusso verso est di cui alla fig. 37.

I sedimenti più antichi, compresi nel Sintema di Zanco riferibile al Pleistocene medio, poggiano su evidenti superfici di erosione modellate nei diversi termini della successione marina terziaria e sono distribuiti lungo una fascia altimetrica compresa tra 270 e 550 m di quota. Questi sedimenti i sedimenti fluviali siltosi, caratterizzati da notevole alterazione, presentano corpi lenticolari ghiaiosi; le litologie dei clasti indicano il contributo di un corso d'acqua proveniente dal settore alpino. Tali depositi, come anzi anticipato, hanno perso l'originaria giacitura suborizzontale e attualmente appaiono caratterizzati da valori medi di inclinazione di circa 7-8° verso S.

I sedimenti più recenti, rappresentati dal Sintema di San Giovanni (di età Pleistocenica superiore), poggiano su una superficie erosionale modellata nei diversi termini della successione "villafranchiana" e sono conservati con continuità in corrispondenza al settore settentrionale dell'Altopiano di Poirino. Corrispondono a un corpo sedimentario pressoché continuo caratterizzato da un'inclinazione modesta (0,3%) verso SSW.

Il sintema di San Giovanni, rispetto al Sintema di Zanco, il Sintema di San Giovanni risulta essere blandamente deformato ed inciso in modo meno accentuato dal reticolato idrografico.

I depositi fluviali connessi con l'antico reticolato affluente, costituenti lembi di terrazzi fluviali sensibilmente incastrati dentro le valli: questi sedimenti, indicati nei Fogli "Torino Est" e "Trino" come Sintema di Palazzolo, corrispondono a depositi fluviali sabbioso-ghiaiosi e sono riferibili al Pleistocene superiore. La caratteristica che lega questi sedimenti ad antichi percorsi del reticolato affluente del paleo Posono è l'andamento prevalentemente verso SSE dei corsi d'acqua, che contrasta con l'andamento dell'idrografia attuale, drenante invece verso S o SSW.

Sui versanti occidentale e nordoccidentale dei rilievi della Collina di Torino (figg. 41 e 42) e del Monferrato i sedimenti fluviali, anch'essi prevalentemente siltosi con subordinate intercalazioni ghiaiose sono stati interpretati come il prodotto del deflusso di corsi d'acqua alpini nell'intervallo di tempo (Pleistocene medio – sup.) che precede l'impostazione del F. Po nella sua attuale configurazione: l'attribuzione di queste unità a corsi d'acqua di pertinenza alpina è avvalorata dall'analisi mineralogica dei sedimenti.

Contemporaneamente al modellamento dell'antico percorso del F. Po sul versante meridionale della Collina di Torino e del Monferrato, su quello settentrionale si sviluppavano antichi andamenti di altri corsi d'acqua alpini, corrispondenti al F. Dora Riparia, al T. Stura di Lanzo, al T. Orco e al F. Dora Baltea.

I sedimenti fluviali connessi a questo paleo reticolo, formano una successione terrazzata, in lembi di terrazzo sospesi di alcune centinaia di metri rispetto all'attuale Pianura Padana.

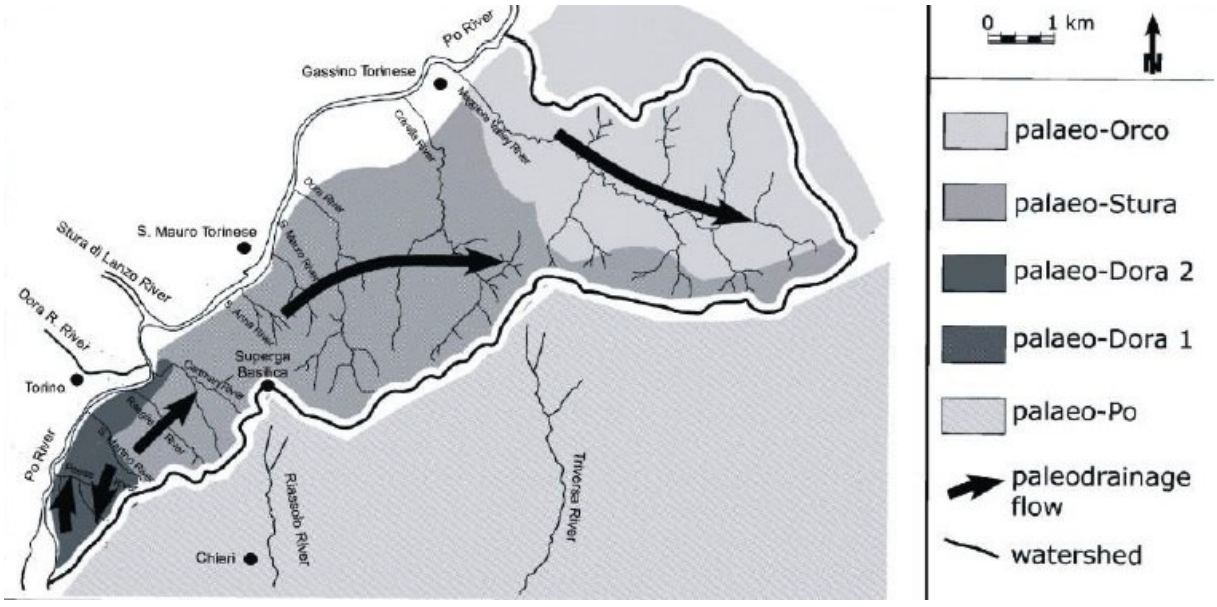



*Fig. 41. Ricostruzione del paleo reticolo sul versante occidentale e nord occidentale della TH (da D. Barbero, P. Boano, M.T. Colla, M.G. Forno 2007)*

I diversi lembi terrazzati sono stati raggruppati in tre sintemi, caratterizzati da suoli differenti e da un diverso grado di rimodellamento. I depositi fluviali conservati sul versante settentrionale della TH e del Monferrato rappresentano infatti i relitti dei settori distali dei conoidi alpini che si appoggiavano ai rilievi, coinvolti nella sensibile deformazione sinsedimentaria.

I depositi della successione quaternaria conservata sui versanti occidentale e settentrionale della TH sono essenzialmente sabbioso – siltosi anche se, localmente, sono presenti corpi ghiaiosi e sono sempre sovrapposti tramite superfici erosionali, ai depositi marini terziari.

I sedimenti appartenenti al sintema più antico (San Vito) corrispondono a ridotti lembi riferibili a più ordini di superfici terrazzate e in particolare alle superfici sviluppate alle quote più elevata (tra 510 e 385 m); il Sintema di San Vito raggruppa le unità più antiche (Unità di Torre, di Cascina Feno, dei Ronchi e di San Vito, come Unità di Villa Tabasso, di Villa Sambuelli e del Fortino).

Il termine intermedio è rappresentato dal Sintema di Cavoretto, la cui espressione morfologica consiste in ridotti lembi sviluppati a quote comprese tra 380 e 320 m; esso raggruppa le unità intermedie (Unità del Bellardo, di Cavoretto e di Villa Gualino). Il termine più recente è rappresentato dal Sintema del Monte dei Cappuccini, la cui espressione morfologica corrisponde a lembi pianeggianti con estensione variabile riferibili a più ordini di superfici terrazzate e in particolare alle superfici sviluppate a quota inferiore, compresa tra 320 e 240 m e raggruppa le unità inferiori (Unità di Villa Rey, del Monte dei Cappuccini e di Madonna del Pilone).

Durante l'Olocene avviene la diversione del reticolo idrografico che fino alla fine del Pleistocene aveva drenato l'area. Il collettore del bacino piemontese meridionale, infatti, abbandona la sua direttrice di drenaggio est-ovest attraverso altopiano di Poirino e Astigiano e assume l'attuale direzione verso nord (il corso attuale del fiume Po) per poi proseguire verso NE a lambire il margine settentrionale delle TH e del Basso Monferrato (fig. 43).

Il cambiamento dell'assetto del reticolo è conseguenza di un nuovo motivo strutturale: una flessura che interrompe trasversalmente l'originario motivo sinclinale con asse E- W, abbassa di circa 60 m il settore Astigiano rispetto all'altopiano di Poirino. A questa diversione contribuì anche il ritiro del grande ghiacciaio della Valle di Susa che in quel periodo si trovava alle porte di Torino; infatti, i sedimenti deposti sino a quel momento alla fronte del ghiacciaio si appoggiavano ai rilievi delle TH ed impedivano il passaggio verso nord al paleo Po, ma dopo il suo ritiro essi furono erosi dal fiume. Per contro il paleo Tanaro, affluente di destra di questo collettore, subisce la deviazione che dà origine all'attuale alveo del Tanaro, drenante verso NE.

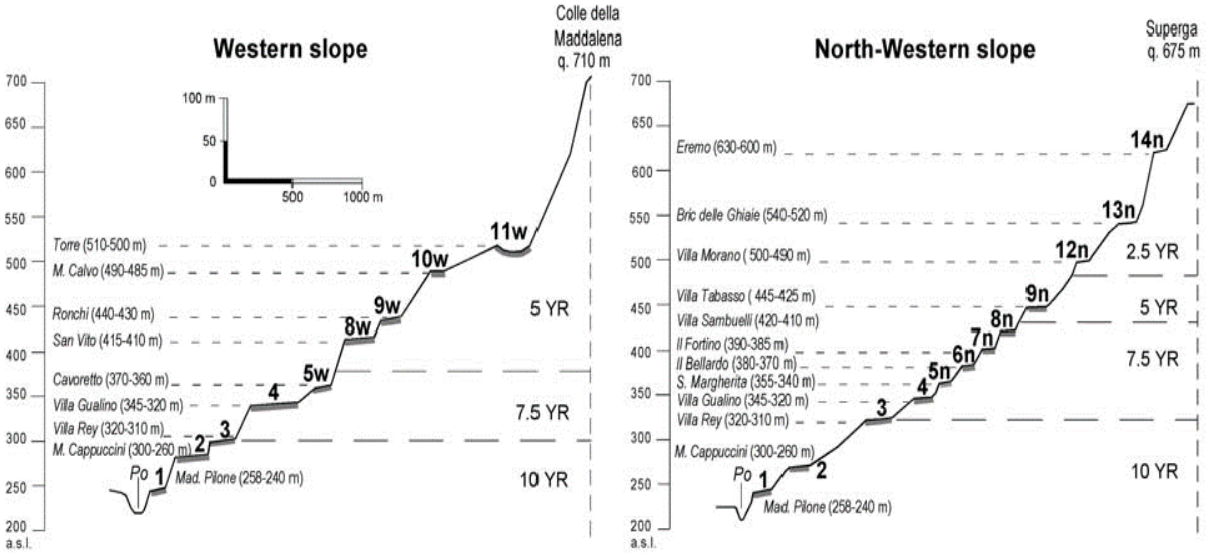



*Fig. 42. Sezione illustrativa mostrante i terrazzi fluviali pleistocenici lungo il versante W e NW della Collina di Torino numerati dai più recenti e (1) alle più antiche (14) (da M.G. Forno e S. Lucchesi 2016)*

La struttura di cui sopra è diretta N-S nel tratto settentrionale e NE-SW in quello meridionale (cfr. 9 in fig. 35); la sua espressione morfologica è rappresentata dalla scarpata di terrazzo, alta in media un centinaio di m, che delimita verso est l'altopiano di Poirino e verso SE i rilievi collinari del Braidese (territorio della Provincia di Cuneo). La realizzazione della flessura ha comportato un modesto basculaggio della superficie dell'Altopiano di Poirino, la cui inclinazione originaria era orientale ora è verso ovest; prova ne è la realizzazione di un reticolo idrografico locale drenante verso W.

I sedimenti connessi con l'andamento del F. Po lungo il margine settentrionale del rilievo e con l'attuale assetto dell'idrografia collinare hanno una diversa composizione petrografica dei clasti rispetto ai depositi del paleo-reticolato e sono distribuiti esclusivamente in prossimità dell'incisione attuale, sviluppata al margine settentrionale del rilievo collinare.

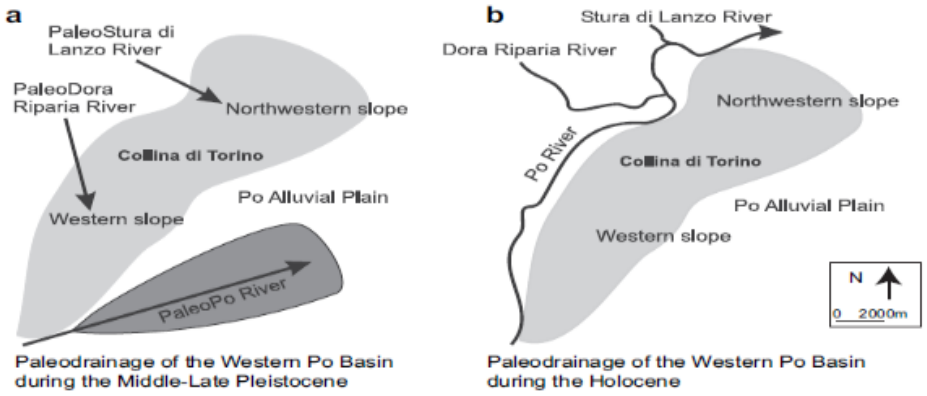



*Fig. 43. Il reticolo di drenaggio della TH: mutamenti dal Pleistocene medio- sup (a) all'Olocene (b) (da G. Vezzoli, M.G. Forno, S. Ando, K. Hron, P. Cadoppi, E. Rossello, V. Tranchero 2010)*

# 4 LA PIANURA: QUADRO GENERALE

Strutturalmente il bacino padano nel suo insieme è considerato come un'area di avanfossa che si è originata da una progressiva migrazione della placca africana verso quella europea per la subduzione della interposta microplacca padano – adriatica.

Il basamento della pianura torinese e canavesana è costituito da unità alpine, su di esso si sono deposte spesse successioni clastiche eoceniche, oligoceniche e mioceniche costituenti nel loro insieme un megaciclo che si chiude con le evaporiti messiniane regressive. Il successivo ciclo sedimentario si apre con sedimenti di ambiente lagunare – salmastro tardo messiniani e continua con l'ingressione marina pliocenica.

Nella successiva fig. 44 si osserva l'evoluzione del territorio metropolitano, per quanto concerne la piana alluvionale e i rilievi collinari: dalla Vall'Oligocene sup. quando la pianura canavesana e i bordi settentrionali dei rilievi delle Colline di Torino e del Monferrato erano probabilmente emersi o comunque erano alti strutturali sommersi, all'Aquitaniano durante il quale la porzione di pianura canavesana emersa appare inferiore come estensione, al Langhiano quando le aree emerse si estendono maggiormente a nord dei rilievi collinari, per poi passare al Serravalliano che sostanzialmente ricalca l'intervallo temporale precedente, mentre nel Tortoniano la fisiografia del bacino padano subisce un sensibile cambiamento con un ampliamento delle aree ricoperte da sedimenti pelitici, nel Messiniano pre – evaporitico ed evaporitico vi è un sensibile aumento delle terre emerse anche nella pianura Torinese meridionale, nel Messiniano post- evaporitico tutta l'area intorno a Torino è emersa, nel Pliocene inf. l'ingressione marina si estende ampiamente ricoprendo le aree emerse con sedimenti sabbiosi (Sabbie di Asti) e argillosi (versante sud dei rilievi collinari), solo le Colline di Torino e il Monferrato sono emersi, nel Pliocene medio – sup. tornano ad aumentare le superfici delle terre emerse e continua però anche la sedimentazione delle Sabbie di Asti, infine nel Pleistocene il mare ricopre ancora con le sabbie di Asti gran parte della piana alluvionale del territorio, fatta eccezione per i rilievi collinari, per il Chierese e la zona di Poirino, che sono emerse.

Verso la fine del Pleistocene inf., il paesaggio pedemontano cominciò a subire una serie di bruschi cambiamenti, indotti dal variare delle condizioni climatiche e dal rapido mutare dell'evoluzione geotettonica. Il clima, sino ad allora continentale caldo – umido, assunse carattere oceanico, dunque più piovoso. Contemporaneamente i processi di sollevamento, già attivi nel Miocene nel settore interno della catena alpina, iniziarono ad interessare anche la fascia pedemontana e ad innescare attivi fenomeni erosivi. L'originaria piana costiera, in rapido sollevamento, venne trasformata in una serie di rilievi, mentre la conseguente migrazione verso sud del margine della pianura creava un paesaggio simile a quello pliocenico. La superficie sommitale della successione plio – villafranchiana cominciò ad essere incisa dai corsi d'acqua. L'azione fluviale produsse l'erosione quasi completa dei sedimenti plio – villafranchiani dei quali attualmente sono conservati soltanto pochi lembi. L'approfondimento degli alvei fluviali fu un processo praticamente continuo nel settore alpino considerato

Gli effetti furono differenziati in bacini anche contigui e, nell'ambito di una singola vallata, dal settore prossimo all'asse della catena a quello vicino alla pianura. Durante brevi periodi di relativa stasi si formarono temporanei fondivalle che, con la ripresa dell'erosione, vennero incisi e smembrati; la migrazione laterale dei corsi d'acqua ha consentito la conservazione di lembi di queste antiche superfici che si rinvengono sospese a varie quote sul fondovalle attuale, a formare i cosiddetti terrazzi fluviali.

Dopo la loro formazione, anche i terrazzi sono stati aggrediti dall'erosione; il reticolo affluente li ha dapprima smembrati in una serie di lembi che le acque ruscellanti hanno progressivamente eroso sino a ridurli a semplici rotture di pendenza dei versanti. Nella pianura torinese sono evidenti i segni di divagazione dei principali corsi d'acqua (paleoalvei e alvei antichi). Inoltre nell'area metropolitana l'intenso sfruttamento agricolo e l'attività antropica hanno modificato la morfologia obliterando sovente le principali forme relitte dell'antica dinamica fluviale deposizionale – erosionale.

In ambito alpino allo sbocco delle valli tributarie nelle valli principali spesso abbiamo i cosiddetti conoidi alluvionali, che sono il risultato della deposizione di materiali detritici trasportati dal fitto reticolo idrografico che caratterizza i rilievi montani. Sempre nelle valli alpine caratteristiche sono le fasce di raccordo tra versanti e fondovalle, dove vi sono evidenze di rotture di pendenza che segnano il passaggio ad areali costituiti da superfici sub pianeggianti. In queste porzioni di territorio si riscontra talora la presenza di depositi glaciali, di depositi alluvionali terrazzati, nonché dei depositi afferenti ai già menzionati conoidi alluvionali, e infine le falde detritiche.

Il processo di rimodellamento ha interessato anche i tratti di versante interposti tra la successione dei lembi di fondovalle, producendone l'arretramento e riducendo la loro inclinazione: i versanti sono stati inoltre rivestiti da nuovi depositi prodotti dal rimodellamento e dalla rielaborazione delle formazioni superficiali e del substrato. Questi depositi sono indicati con il nome di coltri colluviali, il cui spessore aumenta verso le basi dei pendii. Laddove l'erosione è più intensa frequenti sono i movimenti gravitativi (frane, falde detritiche), che fasciano le basi di tutte o quasi le pareti rocciose.

Dal momento in cui una certa configurazione morfologica del fondovalle ha iniziato ad essere incisa dal corso d'acqua che in precedenza l'aveva modellata, ha preso inizio anche il processo di formazione del suolo (pedogenesi): esso consiste nella profonda modificazione superficiale dei sedimenti ad opera delle acque percolanti, della vegetazione che vi attecchisce e degli organismi che vi prosperano. Importanti paleosuoli sono presenti un po' su tutte le superfici dei terrazzi della pianura Torinese.

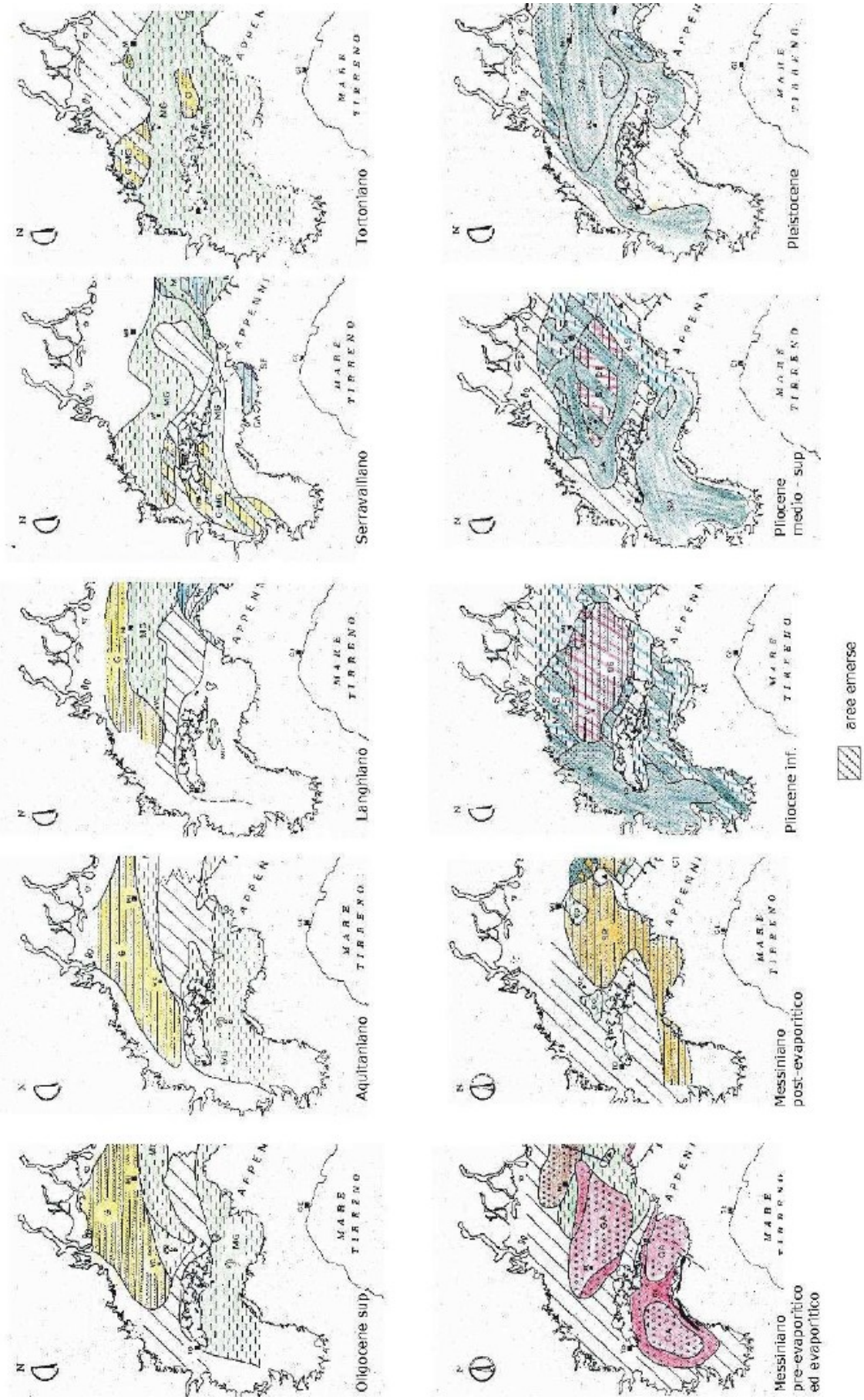



*Fig. 44. Alveo attuale del Fiume Po, separati fra loro da scarpate di evidenza variabile.*

Nelle porzioni più lontane dai corsi d'acqua, sulle superfici terrazzate e sugli anfiteatri morenici è frequente rinvenire materiali fini trasportati e depositati dal vento (sedimenti eolici, cioè loess). È evidente che fasce estese di coperture loessiche attestano, assieme ai suoli antichi, la prolungata stabilità geomorfologica di questi settori.

## 4.1 La Pianura Torinese

La pianura torinese, compresa tra il bordo alpino a W e quello della Collina di Torino ad E, costituisce l'elemento di raccordo tra la pianura cuneese e il resto della Pianura Padana. Si tratta di un sistema composito di forme morfologiche, comprendente accumuli deposti ad opera dei corsi d'acqua affluenti del Po. Nata dall'accumulo di materiali clastici, derivati dal graduale smantellamento delle Alpi ad opera degli agenti atmosferici e trasportati dai ghiacciai, dai torrenti e dai fiumi, rappresenta di gran lunga il serbatoio idrico più importante di tutta la Città metropolitana. Esistono alcune fasce ondulate ai margini contraddistinte dalle colline degli anfiteatri morenici allo sbocco della Valle di Susa (anfiteatro di Rivoli-Avigliana) e della Valle d'Aosta (Anfiteatro di Ivrea): all'interno di queste cerchie si osservano alcuni bacini lacustri e pianure di natura intramorenica, parzialmente collegate ai tratti più esterni attraverso i solchi scavati dagli antichi scaricatori fluvioglaciali.

In via generale è possibile distinguere le seguenti unità geomorfologiche:

- Antichi terrazzi pedemontani. Si tratta di unità a tratti disgiunte che risultano da antiche fasi deposizionali del Pleistocene inferiore e medio e caratterizzate da profonde coltri di alterazione che includono anche coperture di loess di varia età. Queste unità sono costituite prevalentemente da depositi ghiaiosi, a tratti cementati, altre volte da sedimenti pelitici. Il terrazzamento deriva dall'erosione dei maggiori corsi d'acqua nel Pleistocene, mentre le superfici si presentano intersecate da numerose vallecole, anche profonde, che talora intaccano anche il substrato quaternario marino o pre-Quaternario. Solitamente sono chiaramente connessi alle antiche piane proglaciali mentre altri conservano l'originaria conformazione a conoide.
- Alta pianura ghiaiosa, conoidi e apparati fluvioglaciali. Prevalgono le forme a conoide che costituiscono, in certi casi, tipici e ampi ventagli di *sandur*[27] fondendosi poi, verso il basso, in una pianura tendenzialmente omogenea. Elementi caratterizzanti tale unità sono sia la grossolanità dei sedimenti che l'elevata acclività, generalmente superiore al 4%. Il suo limite inferiore corrisponde alla fascia delle risorgive. Per quanto concerne l'età di questi corpi fluvio-glaciali o a partire dal loro apice. Lo spessore della coltre di alterazione è di solito ridotto e non superiore al paio di metri.
- Fasce di media pianura e di transizione alla bassa pianura. Nel versante alpino la continuità della fascia delle risorgive consente di individuare il limite superiore della media pianura, contraddistinto dal passaggio dai sedimenti ghiaioso-sabbiosi a quelli sabbioso-limosi. Esso corrisponde al cosiddetto «livello fondamentale della pianura», che rappresenta la parte distale degli apparati fluvio-glaciali, solitamente attribuiti al Pleistocene superiore. La graduale diminuzione di pendenza giunge a valori molto bassi, anche inferiori all'1%, avvicinandosi al Po. Sono presenti su questo «livello», sia alcuni interessanti rilievi e terrazzi isolati (relitti di superfici più antiche, in parte influenzati da sollevamenti tettonici), sia tracce di antiche divagazioni collegabili alla variazione dei regimi dei corsi d'acqua fluvioglaciali.
- Piane di divagazione fluviale olocenica incassate. Nella loro espressione più tipica si mostrano lungo i fiumi che attraversano il «livello fondamentale della pianura», dai cui alvei sono separate da nette scarpate di terrazzo. Le piane, di età olocenica, si sono formate ed ampliate per incisione e erosione laterale connessa all'evoluzione dei meandri.

La struttura della pianura è costituita in larga massima dalla congiunzione di una serie di conoidi pedealpini. Essi sono formati da ghiaie con sabbia i cui apparati si sovrappongono lateralmente così da formare una fascia continua di corpi ghiaiosi accumulati da corsi d'acqua *braided*, potenti dai 20 ai 50 m. Questi possono essere definiti come strutture complesse, in quanto presentano fasi di aggradazione durante i periodi glaciali e fasi di erosione durante i periodi interglaciali. Infatti spesso mostrano tracce di idrografie sovradimensionate rispetto alle portate attuali, in quanto riferibili alle ingenti portate solide e liquide compatibili con alimentazioni di tipo glaciale.

La pianura torinese mostra due situazioni sensibilmente diverse a nord e a sud della cosiddetta “stretta di Moncalieri”, cioè della trasversale della pianura con direzione E – W, in corrispondenza alla quale la catena alpina si avvicina di più in affioramento al rilievo delle Colline di Torino. La stretta di Moncalieri è costituita dal lembo di pianura compreso tra il Monte San Giorgio ad ovest (Piossasco), estremo lembo della catena alpina aggettante verso la pianura, e le Colline di Torino ad est (fig. 45).

A nord di questa strettoia i depositi alluvionali quaternari, che costituiscono in affioramento la pianura, appaiono sensibilmente terrazzati, cioè incastrati gli uni dentro gli altri (paleoconoide fluvio – glaciale dell'anfiteatro di Rivoli – Avigliana, megaconoide del T. Stura di Lanzo): questa condizione documenta fasi di intensa erosione intervallate a quelle di accumulo (fig. 46).

Come si vede nella figura:

[27] Una sandur è una forma glaciale caratterizzata da una piana formata da sedimenti che si generano per fusione del ghiaccio nella porzione distale di un ghiacciaio.

- lungo i corsi d'acqua principali affiorano i depositi fluviali olocenici;
- a ridosso di questi, dunque in corrispondenza delle superfici rispetto alle quali sono sospesi i terrazzi, affiorano sedimenti del Pleistocene sup., ossia depositi glaciali, fluvio – glaciali e fluviali;
- in corrispondenza delle superfici dei principali terrazzi (Foglizzo, Montanaro, Torrazza Piemonte – Rondissone, Rivarolo C.se – Bosconero, altopiano della Vauda, La Mandria, area in destra Stura di Lanzo tra Venaria e Torino), in corrispondenza di parte dei megaconoidi dello Stura di Lanzo e di Rivoli – Avigliana affiorano i depositi glaciali, fluvio – glaciali e fluviali del Pleistocene medio;
- in alcuni settori ben circoscritti affiorano sedimenti ascrivibili al Villafranchiano (a nord di Castellamonte, tra Valperga Caluso e Levone, tra Rocca Canavese e Balangero, tra Fiano e San Gillio).

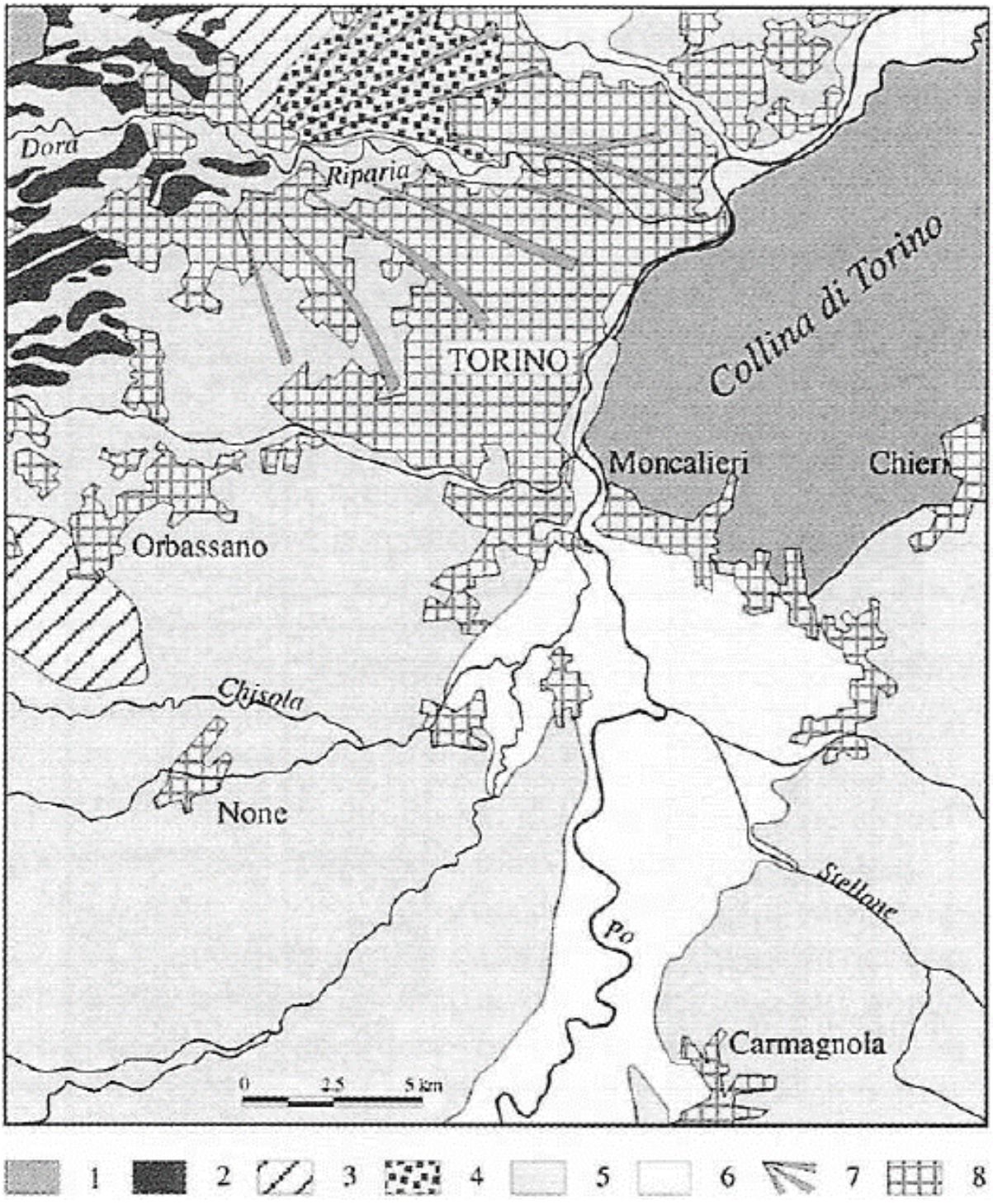


*Fig. 45. Schema geomorfologico della "stretta di Torino", tratta da Castiglioni & Pellegrini (2001).Legenda: 1) substrato, 2) colline moreniche, 3) suoli con alterazione profonda, 4) depositi ghiaiosi, 5) depositi sabbiosi, 6) depositi alluvionali, 7) conoidi alluvionali, 8) aree urbanizzate.*

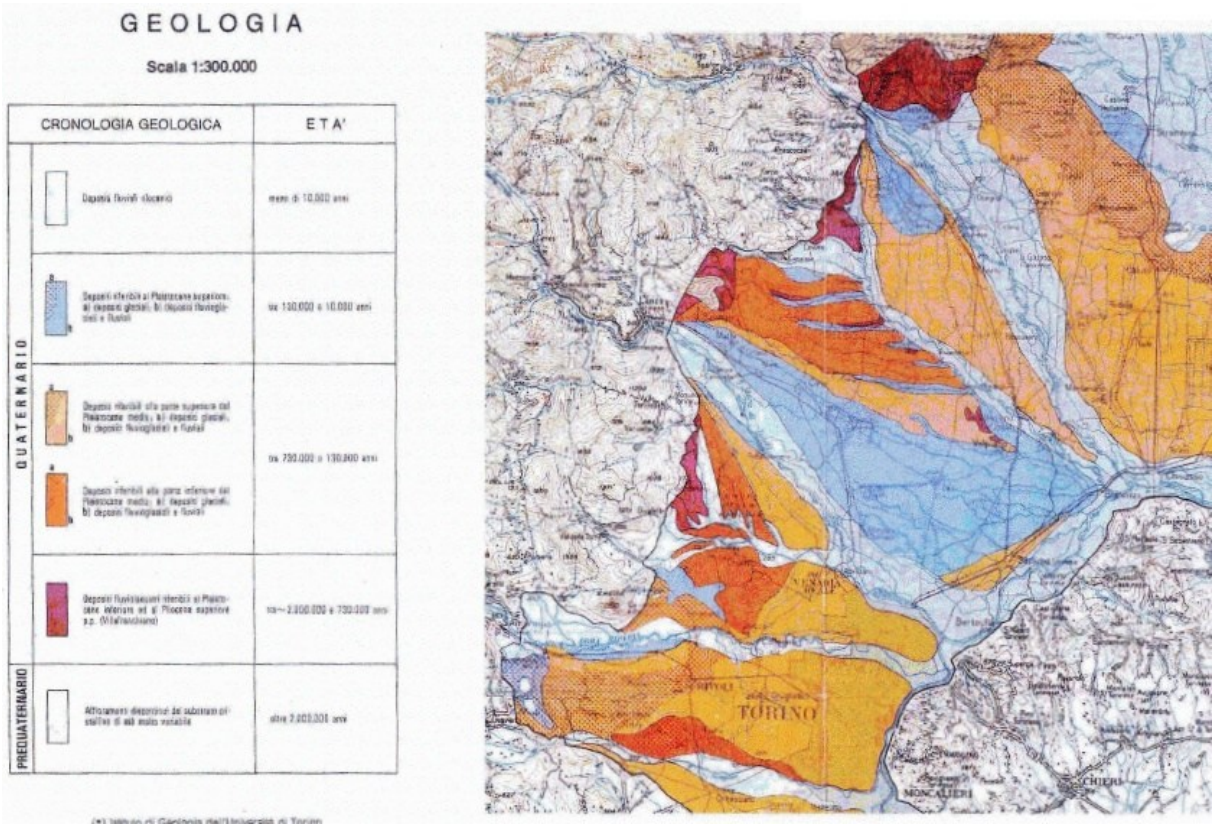



*Fig. 46. Carraro, M.G. Forno*

L'attribuzione cronostratigrafica dei succitati depositi alle grandi glaciazioni Mindel e Riss oggi non è più attendibile, in quanto sono state riconosciute almeno 12 grandi glaciazioni pleistoceniche.

Il criterio di datazione che utilizza il grado di evoluzione dei suoli permette di dire che i sedimenti originariamente attribuiti al Mindel si possono datare al Pleistocene inf., almeno quelli più antichi, e al Pleistocene medio (quelli più recenti). I depositi attribuiti al Riss si possono fare risalire al Pleistocene medio – superiore. Infine, i sedimenti appena alterati, grigiastri, possono essere attribuiti all'Olocene.

L'alto terrazzo sul quale sorgono gli abitati di Rivarolo C.se, Feletto C.se, Bosconero corrisponde alla sommità di un'ampia paleoconoide del T. Orco risultante dagli apporti solidi derivanti dallo smantellamento di depositi di origine glaciale situati più a monte. Qui il T. Orco ha modellato il proprio corso nei depositi fluvio – glaciali con una progressiva divagazione verso la destra orografica (WSW). Il risultato dell'azione modellatrice del corso d'acqua è stato l'individuazione di una scarpata di terrazzo alta mediamente 15 m, la quale separa i litotipi fluvio – glaciali dai depositi alluvionali recenti e attuali del torrente. Sempre in riferimento al T. Orco le aree golenali sviluppate in sinistra orografica sono caratterizzate dalla presenza di deboli incisioni rappresentanti antichi alvei e paleoalvei appartenenti ad un sistema di canali multipli (alveotipo pluricursale). A differenza del vicino paleoconoide del T. Stura di Lanzo, quello del T. Orco non è immediatamente visibile neanche da aerofotointerpretazione e non presenta segni così caratteristici come il primo, tuttavia la dinamica di formazione è la stessa, anche qui sepolti dai sedimenti fluvioglaciali vi sono i depositi del Villafranchiano, che del resto affiorano alla base del terrazzo insommergibile sul quale sorge l'abitato di Rivarolo C.se.

In corrispondenza dei terrazzi di Foglizzo – Montanaro – Betlemme, Torrazza – Rondissone, i limi argillosi che li costituiscono, corrispondono al colmamento di un ampio bacino fluvio – palustre in seguito smembrato, dunque sono legati all'anfiteatro morenico di Ivrea e di conseguenza all'antico ghiacciaio Balteo. Il paleosuolo che ricopre i depositi, in seguito al clima sub – tropicale durante l'interglaciale successivo, è caratterizzato da argille a scheletro siliceo di color rosso – arancio.

Buona parte della pianura del bacino è coperta da una serie di depositi fluvio – glaciali che, nel settore nord - orientale, si raccordano con i depositi glaciali dell'anfiteatro morenico di Ivrea. Sono legati allo smantellamento delle cerchie moreniche dell'antico ghiacciaio del Vallone di Locana, durante la fase di ritiro glaciale, ubicate nei dintorni dell'attuale Cuorgné.

Litologicamente sono costituiti da ghiaie a matrice sabbiosa e sovrastanti limi spessi da 2 a 10 m. Questi ultimi risultano essere sovrapposti a ghiaie fortemente alterate, i caratteri tipici del profilo di alterazione sono quelli tipici del “ferretto”.

Lungo l'alveo dei principali torrenti e per una fascia variabile, lungo il corso del T. Orco, si sviluppano una serie di terreni di origine alluvionale. In pianura, a seconda della loro posizione e della presenza di terrazzamenti, questi vengono suddivisi cronologicamente in antichi, medio – recenti e recenti – attuali. La composizione litologica risulta prevalentemente ghiaiosa con materiali più o meno grossolani nei depositi attuali e ghiaioso – sabbiosa con lenti sabbiose e sabbioso – argillose negli altri.

I terreni fluvio – glaciali e morenici del basso corso dell'Orco sono coperti da una coltre di loess, legata alla presenza di ambienti semiaridi di steppa – prateria, che si formarono nella Pianura Padana in seguito alle fasi di ritiro glaciale. La copertura presenta uno spessore variabile, da pochi cm a diversi m. Localmente anche altri corpi sedimentari terrazzati, così come quelli più antichi, sono ricoperti da uno strato di loess (Vauda, ad esempio).

La piana del T. Malone è articolata e limitata dalla presenza di diversi ordini di terrazzi.

A sud i diversi sistemi alluvionali (depositi fluviali, fluvio – glaciali – ghiaie, di età compresa tra Pleistocene sup. e l'Olocene), mostrano di essersi depositati gli uni sugli altri in condizioni di “sovralluvionamento”, senza cioè che siano intervenuti episodi erosionali significativi: le unità più antiche, ad es. i depositi fluvio – glaciali del Pleistocene inf. affioranti tra Piossasco – Volvera - Airasca, legati all'anfiteatro morenico di Rivoli – Avigliana ed a episodi glaciali delle Valli Chisola e Lemina, sono ubicati alla stessa quota di quelle più recenti che si appoggiano ad unghia oppure sporgono appena da esse, sospese tramite scarpate assai ridotte (ad es. i terrazzi del Pleistocene medio – sup. di La Loggia, Carmagnola ecc.). I terrazzi spesso sono ricoperti da paleosuoli limoso – argillosi di colore rosso – arancio (area tra Stupinigi e Orbassano, dintorni di Candiolo e Piobesi) e diffusamente da sedimenti eolici.

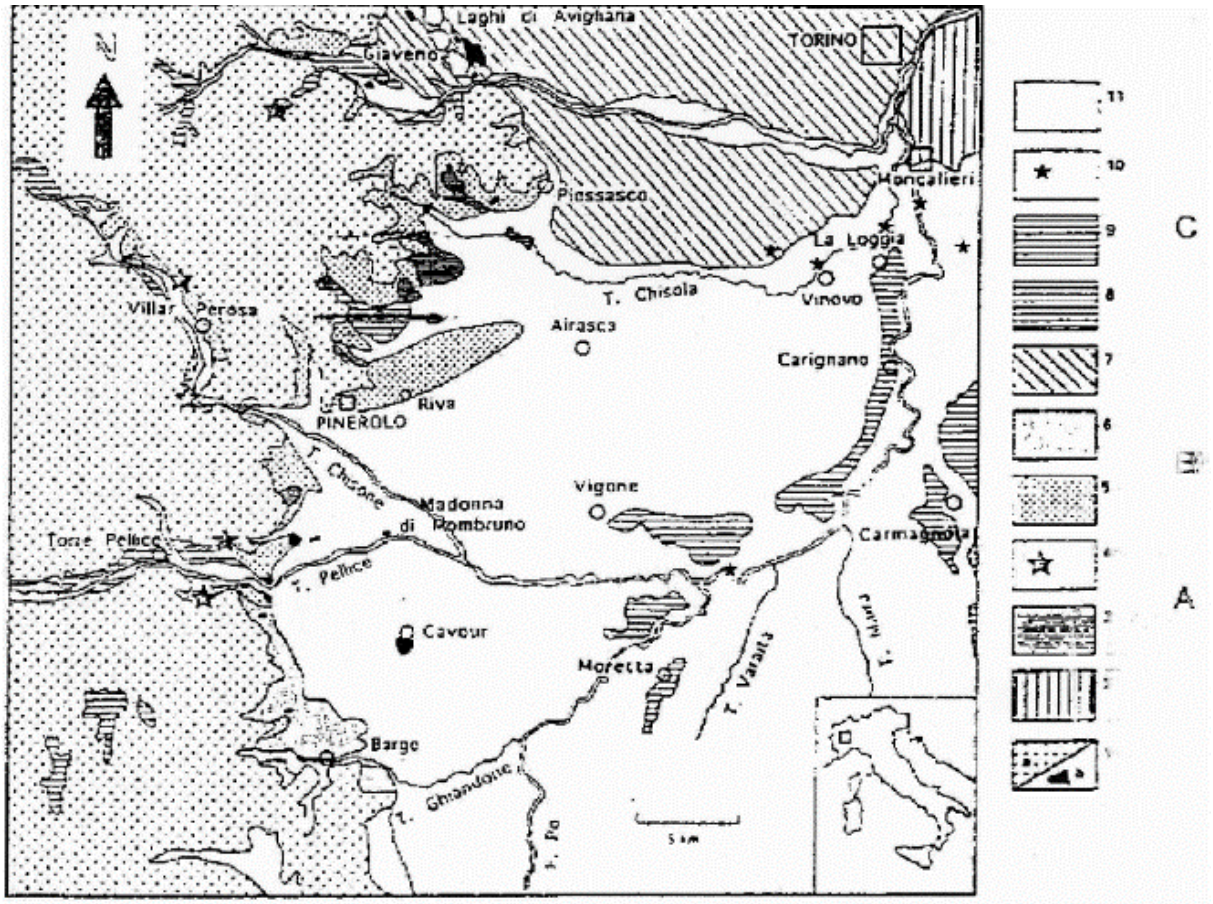
Il fenomeno di sovralluvionamento sembra aver avuto conseguenze vistose soprattutto allo sbocco in pianura del T. Pellice: la situazione delle spalle glaciali e dei depositi morenici sui versanti in prossimità del tratto distale della valle, la natura chiaramente glaciale del modellamento del rilievo isolato cristallino detto “Rocca di Cavour” e i dati stratigrafici desumibili dalle perforazioni di pozzi per acqua, forniscono dati concordi sull'esistenza di un anfiteatro morenico completamente sepolto dai depositi alluvionali post glaciali. In questo senso concordano anche le anomalie magnetiche registrate durante un rilievo geomagnetico regionale.

I termini geolitologici di superficie di questo settore sono costituiti da depositi quaternari di natura fluvio-glaciale, geneticamente legati agli apparati glaciali e fluviali del Pleistocene medio della Bassa Valle di Susa. Successivi episodi di prevalente erosione hanno modellato in questi sedimenti le superfici terrazzate, costituiti per la maggior parte da depositi fluviali olocenici. Le superfici dei terrazzi qui presentano morfologia sempre sensibilmente ondulata, per la conservazione di una originaria morfologia in parte fluviale (forme di erosione), in parte eolica (forme di accumulo con deposizione di loess).

Dal punto di vista della tettonica Quaternaria, nell'intervallo Pliocene sup. - Pleistocene inf. il rilievo Alpino, le cui principali valli sono già impostate a partire dal Pliocene inf. - medio, continua a sollevarsi, così come la zona di transizione rilievi - pianura, mentre i potenti depositi lacustri l.s. della pianura Torinese meridionale sembrano indicare un comportamento subsidente abbastanza generalizzato. In questo intervallo temporale (fig. 47) si depositano i sedimenti "Villafranchiani" (Complesso A), affioranti come lembi di modesta entità tra Piossasco e Roletto, in corrispondenza dell'area di intersezione tra rilievi alpini e pianura Torinese.

Nel Pleistocene medio in corrispondenza della fascia pedemontana la sedimentazione di potenti corpi alluvionali grossolani (Complesso B) tronca i depositi Villafranchiani; la fase di prevalente sedimentazione è seguita da un periodo di stabilità con generalizzata alterazione dei depositi e formazione di suoli.

Nel settore settentrionale dell'area di pianura si imposta il grande conoide fluvio - glaciale dell'anfiteatro morenico di Rivoli - Avigliana che, insieme all'attività geodinamica delle Colline di Torino e dell'altopiano di Poirino verso E, causa difficoltà di drenaggio e fenomeni di sovralluvionamento. Contestualmente nell'area di pianura continua un modesto abbassamento relativo. Nel Pleistocene sup. - Olocene vi è un generalizzato sollevamento dei rilievi e della zona di transizione rilievi - pianura testimoniato dal vistoso terrazzamento dei depositi del Pleistocene medio.




Schema geologico semplificato dell'area: 1a: substrato roccioso preterziario indifferenziato; 1b: principali affioramenti nell'area di pianura; 2: substrato oligo-miocenico della Collina di Torino; 3: depositi di ambiente fluviolacustre del Complesso A, Pleistocene inferiore; 4: depositi di ambiente lacustre del Complesso A, Pliocene superiore-Pleistocene inferiore; 5: depositi torrentizi del Complesso B Unità B1, parte bassa del Pleistocene medio; 6: depositi torrentizi del Complesso B Unità B2, parte medio-alta del Pleistocene medio; 7: depositi glaciali e fluvioglaciali dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana del Pleistocene medio e superiore; 8: depositi torrentizi e depositi glaciali del Complesso C, Pleistocene superiore; 9: depositi fluvio-palustri del Complesso C, Pleistocene superiore; 10: depositi fluvio-palustri del Complesso C sepolti nel sottosuolo, Pleistocene superiore; 11: depositi fluviali e torrentizi del Complesso D, Olocene.

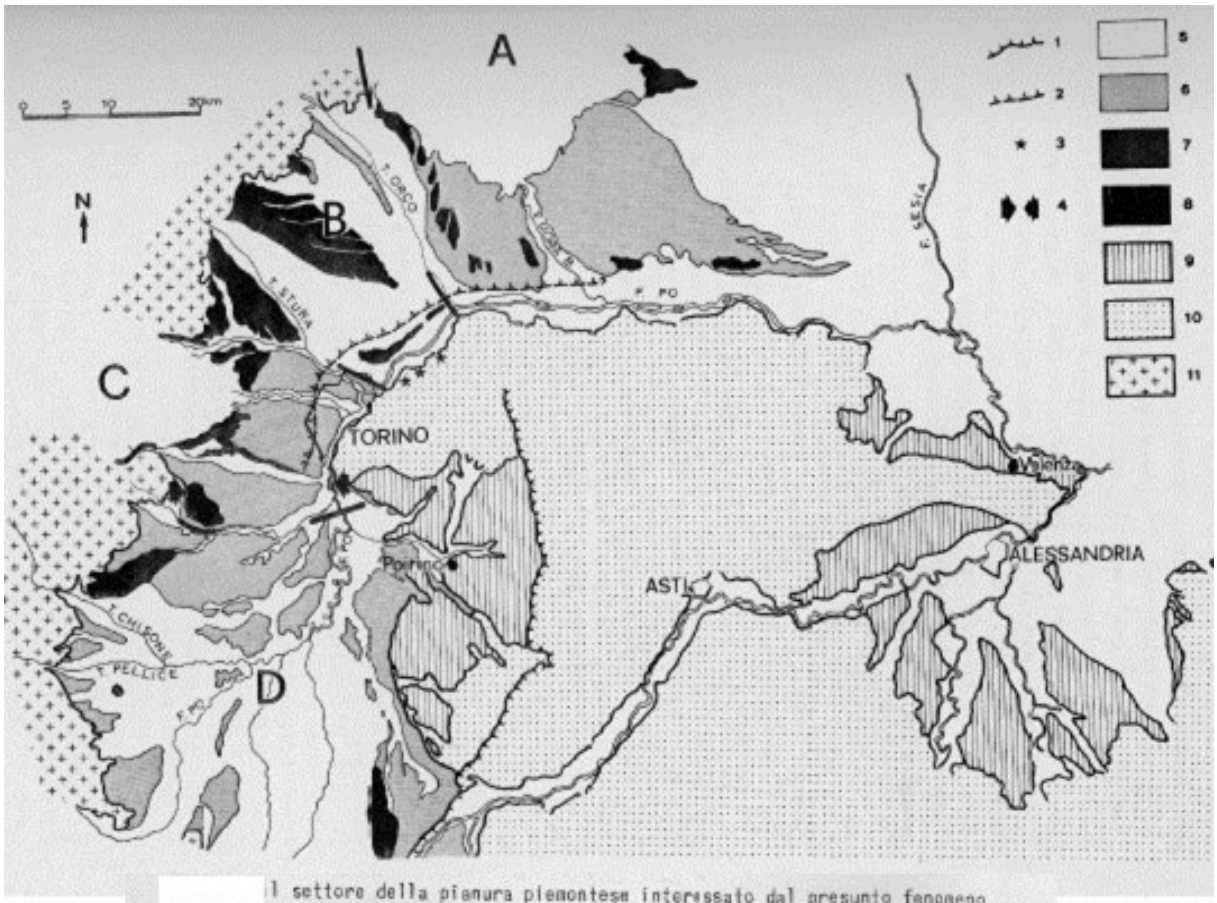
*Fig. 47.*

Questa interpretazione è suffragata da tutta una serie di strutture tettoniche presenti nell'area del Pinerolese (faglia di Valgioie, thrust sepolto delle Colline di Torino, alto strutturale di Cavour, alto strutturale di Riva di Pinerolo, faglia di Saluzzo, soglie delle valli Pellice e Chisone), dalla presenza di paleosuoli e dall'attività sismica presente anche attualmente.

Il sottosuolo della città di Torino è caratterizzato da un antico megaconoide geneticamente legato all'evoluzione dei corsi d'acqua afferenti al bacino della Dora Riparia in prevalenza, durante le fasi glaciali e interglaciali del ghiacciaio della Valle di Susa, subordinatamente i bacini del Po, dello Stura di Lanzo e del Sangone. Sulla base dei dati disponibili il megaconoide ha spessore variabile da 10 m a 70 m circa e progressivamente minore da ovest verso est. La città di Torino si sviluppa prevalentemente nel settore distale di tale conoide. Esso, delimitato a ovest dall'apparato morenico di Rivoli – Avigliana e a est dai rilievi delle Colline di Torino, è costituito da una successione di depositi fluvioglaciali (ghiaia e sabbia con ciottoli e locale presenza di livelli limosi e argillosi) del Pleistocene medio. La successione di questi depositi poggia perlopiù su quella dei sedimenti del Villafranchiano, da cui è separata attraverso una superficie d'erosione; nei margini orientale e meridionale del megaconoide, i depositi quaternari poggiano in parte su depositi di origine marina di età pliocenica (Sabbie di Asti e Argille del Piacenziano) e in parte sul substrato pre-pliocenico delle Colline di Torino.

Il diverso assetto geomorfologico dei due settori di pianura (fig. 48), a nord e a sud della stretta di Moncalieri, sembra indicare due evoluzioni indipendenti sino a tempi relativamente recenti. L'esistenza di una soglia, appunto

all'altezza della stretta di Moncalieri, costituita dalla giustapposizione a modesta profondità dell'edificio delle Colline di Torino su quello alpino, potrebbe essere la chiave di comprensione del quadro descritto.




Il settore della pianura piemontese interessato dal presunto fenomeno di diversione. A: Anfiteatro morenico d'Ivrea e suoi depositi fluvioglaciali; B: Conoidi dei T. Ceronda, Stura di Lanzo, Malone ed Orco; C: Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana e suoi depositi fluvioglaciali; D: Bacino piemontese meridionale. 1. Scarpata - Spartiacque di sinistra del F. Tanaro; 2. ciglio del gradino sepolto modellato sulla prosecuzione in profondità della Collina di Torino; 3. lembi della zona d'unghia della conoide della Stura di Lanzo conservati sul versante settentrionale della Collina di Torino; 4. strette di Moncalieri; 5. depositi fluviali e fluvioglaciali würmiani ed olocenici; 6. depositi fluviali e fluvioglaciali rissiani (R2); 7. depositi fluviali e fluvioglaciali (R1); 8. depositi fluviali e fluvioglaciali mindeliani e premindeliani; 9. altipiani di Poirino, Alessandria e Valenza Po; 10. area di affioramento dei depositi terziari della Collina di Torino, delle Langhe e del Monferrato; 11. area di affioramento delle formazioni alpine.

*Fig. 48.*

Il substrato della pianura, in corrispondenza dell'area della stretta, è caratterizzato dai depositi marini terziari delle Colline di Torino e dai sedimenti villafranchiani. Il Monte San Giorgio a Piossasco è costituito da ultrabasiti e rappresenta l'estremità meridionale del Massiccio Ultrabasico di Lanzo; si approfondisce rapidamente sotto i depositi della pianura, come dimostra il fatto che le rocce ultrabasiche non si incontrano più nei pozzi situati a poche centinaia di m dagli affioramenti presenti a Piossasco.

Nella morfologia della pianura torinese il paesaggio pre – wurmiano da Moncalieri a Verrua Savoia non sembra essere stato condizionato in alcun modo dal Po, nei pressi del suo corso. In effetti, fino al Wurm, il collettore del drenaggio del bacino piemontese meridionale non seguiva l'attuale percorso del Po in questo tratto.

Nel settore compreso tra Moncalieri e Stupinigi i depositi alluvionali quaternari poggiano direttamente sul substrato marino terziario, rappresentato dai depositi pliocenici in facies astiana, nei pressi di Nichelino il tetto del Terziario è costituito invece dai sedimenti limoso – argillosi riferibili al Pliocene in facies piacenziana e/o da argille del Miocene sup.

Un elevato grado di antropizzazione caratterizza il percorso del Po in pianura, sia per quel che concerne lo sfruttamento agricolo del territorio, che per quanto concerne la presenza di centri abitati, primo fra tutti quello della città di Torino; a valle di Torino la piana si allarga e assume maggiore regolarità di forme e i caratteri tipici del paesaggio che contraddistinguono la Pianura Padana.

Il Po nel territorio metropolitano assume perlopiù un aspetto monocursale sinuoso, che possiamo suddividere in alcuni tratti significativi:

1. tratto a monte della confluenza Pellice;
2. tratto da confluenza Pellice a La Loggia;
3. tratto La Loggia – San Mauro T.se;
4. tratto San Mauro – confluenza Dora Baltea.

Nel tratto 1 l'alveo del Po ha tendenza meandriforme, in particolare in prossimità dell'immissione del Pellice; qui le opere di difesa spondale sono limitate alla protezione di alcune infrastrutture viarie e delle curve più pronunciate.

Nel tratto 2, nella zona di Carignano – La Loggia, vi sono estese forme fluviali relitte, in alcuni casi riattivabili, mentre le aree golenali sono interessate quasi con continuità da laghi di cava, parzialmente ancora in attività.

Nel tratto 3 la regione fluviale è interessata da numerose forme relitte, in particolare in sinistra idrografica, la rettilineità del tratto è artificiale, frutto di una serie di interventi atti a difendere l'abitato di Moncalieri. L'alveo è globalmente stabile, quasi totalmente condizionato da interventi antropici. Tra La Loggia e la confluenza Chisola vi sono argini continui e paralleli. Il tratto di Po urbano, da Moncalieri a Torino, ha caratteristiche determinate prevalentemente dalla presenza di opere di sponda, soglie e traverse.

Nel tratto 4 l'assetto idraulico è fortemente condizionato dalla presenza di infrastrutture, quali, per citarne alcune, la diga Cimena a San Mauro, l'omonimo canale in destra, il canale Cavour, la ex S.S. 11, la ex S.S. 31 bis, le ferrovie Chivasso – Asti, Chivasso – Casale Monferrato. Sono inoltre presenti centri abitati e insediamenti produttivi che interessano le vaste aree golenali sia in sinistra sia in destra. Le opere di difesa spondale sono locali, a protezione delle infrastrutture presenti, le arginature, poste a difesa di nuclei abitati importanti, sono spesso discontinue e poco consistenti.

Nei dintorni di Cumiana, Piossasco, Pinerolo, Cavour, sono presenti, ancorché discontinui, i cosiddetti *glacis* di erosione (*pediment*) al raccordo tra la pianura e i primi rilievi alpini, qui subverticali, mascherati dalla sovrastante copertura sedimentaria. Si tratta di estese superfici erosionali debolmente inclinate verso la pianura (E e NE) sepolte per effetto della successiva deposizione di potenti coltri di terreni quaternari di origine essenzialmente fluviale e fluvio – glaciale, ma soprattutto di materiali prodotti per effetto del ruscellamento e dello scivolamento lungo gli acclivi versanti montuosi. L'esistenza dei glacis come forme residuali dimostrerebbe che un fenomeno di peneplanizzazione molto attivo si è esercitato sul bordo alpino almeno dal Villafranchiano sino ad un'età relativamente recente, nel contesto di un clima arido o almeno semi – arido. Inoltre i dati suggerirebbero che il campo di deformazione responsabile della traslazione verso N - NW del thrust delle Colline di Torino interferisca con il margine interno Alpino.

### *4.1.1 L'area del Chivassese*

Il recente approccio stratigrafico basato sul riconoscimento delle superfici di erosione, sul confronto del grado di evoluzione pedogenetica, sul confronto del grado di rimodellamento, sulla correlabilità altimetrica delle forme di accumulo, sulla correlabilità planimetrica delle forme, ha permesso di riconoscere alcune unità quaternarie continentali coeve tra loro, distinguendole se i loro bacini di appartenenza sono differenti. Così sono state riconosciute unità del Quaternario riferibili a bacini differenti, ad es. al bacino del Fiume Po, a quello della Dora Riparia e a quello dello Stura di Lanzo. In altri casi si è preferito non distinguere in base ai bacini di alimentazione.

Per allogruppo si intende un insieme di depositi, perlopiù ridotti in lembi relitti dai processi di rimodellamento, legati al corso d'acqua o al ghiacciaio principale, attribuibili ad un'unica fase deposizionale compresa tra due apprezzabili episodi di approfondimento erosionale del fondovalle nel substrato roccioso.

L´alloformazione è una successione di sedimenti riferibile ad un determinato episodio, all'interno di una fase, accompagnata da un modesto approfondimento erosionale: i depositi delle diverse alloformazioni che costituiscono un allogruppo sono caratterizzati da un grado di evoluzione pedogenetica confrontabile.

Tra le unità così individuate è stata introdotta l'ulteriore suddivisione tra unità completamente formate e unità in formazione: le prime non hanno più rapporti con l'agente fisico che le ha formate, le seconde sono caratterizzate da processi genetici tuttora attivi. Le risultanze di tale metodo di interpretazione dei sedimenti non sono però oggi uniformi su tutto il territorio metropolitano, pertanto c'è una certa disomogeneità tra la ricchezza e la "freschezza", in termini di età, dei dati geologici presenti sul territorio.

Comunque, a partire dal Pleistocene medio, nell'area di pianura alluvionale del Chivassese si realizzarono una serie di episodi erosivo – deposizionali legati al deflusso dei corsi d'acqua provenienti dall'arco alpino nord – occidentale; inizialmente il modellamento appare legato al bacino Stura di Lanzo – Malone, in un secondo momento e successivamente alla sua diversione, avviene ad opera del bacino della Dora Baltea, infine l'ultima fase è legata alla repentina variazione nell'assetto del reticolo idrografico regionale indotta dalla diversione del Po, di cui si parla nel cap. 3.4 e dallo scalzamento del margine settentrionale delle Colline di Torino e del Monferrato, che ha causato il modellamento di una estesa platea di erosione.

In particolare alcuni lembi di sedimenti riferibili al bacino di alimentazione del T. Stura di Lanzo sono riconoscibili nella zona tra Monteu da Po e Brusasco, conservati su alcune dorsali poco accentuate, allungate in direzione

meridiana, protendendosi dal margine collinare verso la pianura chivassese. I sedimenti risultano sospesi di 30 – 40 m sull'attuale livello della pianura del Po. L'elevata velocità di dissezione dei corsi d'acqua e il rimodellamento morfologico hanno obliterato l'espressione morfologica superficiale di questa unità.

La collocazione geografica e soprattutto la litologia dei clasti consentono di attribuire questi depositi ad episodi erosivo – deposizionali di un corso d'acqua il cui bacino di alimentazione coincideva approssimativamente con l'area oggi drenata dal Malone e dallo Stura di Lanzo, con limitati apporti dal settore collinare. I sedimenti sono attribuibili al Pleistocene medio.

Nella zona di Borgo Revel, in sinistra orografica del Po, tra Monteu da Po e Brusasco, in destra Po, sono presenti depositi ghiaiosi e ghiaioso – sabbiosi a supporto di clasti di natura fluviale, discretamente alterati; in destra orografica del Po la superficie di questi depositi costituisce il settore di raccordo tra il margine collinare e l'attuale fascia di divagazione del fiume. In questo caso la composizione dei clasti fa propendere per l'idea che il bacino di alimentazione sia legato a quello dell'attuale Dora Baltea. I depositi succitati, attribuibili al Pleistocene superiore, sono separati tramite nette scarpate di terrazzo dai depositi costituenti il livello di base della pianura alluvionale.

Intorno a Verrua Savoia sono conservati alcuni lembi subpianeggianti sospesi fino ad un centinaio di m sugli attuali fondovalle, magari in corrispondenza di selle di erosione; tali superfici rappresentano il prodotto del graduale approfondimento dei corsi d'acqua collinari in risposta al progressivo e continuo sollevamento dei rilievi; in tal senso l'organizzazione spaziale dell'idrografia è mutata ripetutamente nel tempo, nel senso che le superfici più elevate, conservate sugli spartiacque superficiali, configurano tracciati ben diversi dall'attuale, con alvei ad andamento sinuoso o meandriforme diretti prevalentemente da ovest verso est. I depositi in esame, prevalentemente *silts*, sono ascrivibili al Pleistocene medio – sup.

Ad ovest di Brusasco, lungo una fascia irregolare ma continua, parallela all'attuale alveo del Po, affiorano ghiaie e ghiaie sabbiose i cui clasti riflettono la composizione degli attuali bacini della Dora Baltea e del Po, l'età di riferimento è il Pleistocene sup.- Olocene: la superficie di tali depositi, di poco sospesa rispetto al livello degli attuali corsi d'acqua, può essere inondata in occasione di piene eccezionali. I sedimenti che costituiscono l'attuale fascia di divagazione del Po e della Dora Baltea, ghiaie e ghiaie sabbiose non alterate, chiudono la successione descritta, riferendosi ad un intervallo cronologico tra l'Olocene e l'attuale. Naturalmente analoghi depositi alluvionali ricoprono i fondivalle dei rilievi collinari.

Nell'area che ha come baricentro Chivasso la pianura alluvionale drenata dal Po e dai suoi principali affluenti, T. Malone, T. Orco, F. Dora Baltea, è bordata a sud dai rilievi del Monferrato: la piana è articolata in una serie di ampie superfici subpianeggianti, leggermente inclinate verso sud a costituire una serie di bassi terrazzi in progressivo raccordo con l'alveo del Po. Le superfici di cui sopra sono delimitate da scarpate di erosione sinuose con altezza compresa tra 1 e 10 m e costituiscono l'espressione della successione di episodi erosivo – deposizionali operati nel tempo dai corsi d'acqua principali. Numerose infatti sono le tracce di alvei abbandonati, le lanche in fase di graduale colmamento, il che testimonia l'estremo dinamismo del Po e dei suoi affluenti, anche in epoca storica, se si pensa agli eventi alluvionali di maggiore portata.

Nella zona tra Lauriano e Verrua Savoia la pianura si raccorda ai rilievi collinari tramite una serie di ampi e piatti conoidi, talvolta coalescenti, alimentati dagli affluenti del Po provenienti dal Monferrato.

Poco più a nord di Chivasso, invece, l'area compresa tra i Comuni di Caluso, Mazzé, Villareggia a nord e Montanaro, Rondissone a sud, è interessata da una debole pendenza verso SE e corrisponde al paleoconoide fluyio-glaciale costruito dagli apporti sedimentari dei corsi d'acqua che traevano origine dalla massa glaciale dell'antico ghiacciaio balteo. Le acque torrentizie derivanti per fusione dal ghiacciaio, infatti, defluivano lungo le depressioni allungate dette "scaricatori glaciali" comprese tra i vari cordoni dell'anfiteatro morenico, smantellandolo in parte e rimaneggiandone i sedimenti. Questi ultimi venivano poi accumulati a valle delle cerchie più esterne, formando un ampio conoide che si allarga a ventaglio verso SE dai rilievi morenici, la cui superficie è stata in seguito interessata da profonde erosioni soprattutto della Dora Baltea, il cui risultato finale è la presenza di importanti terrazzi di erosione.

## 4.2 Il paleoconoide della Dora Riparia

Come già anzi anticipato, la città di Torino e la pianura ad essa circostante pur essendo attraversate dal Fiume Po sorgono per la maggior parte sui sedimenti legati ai corsi d'acqua affluenti, nella fattispecie dal fiume Dora Riparia e, in subordine dai torrenti Sangone e Stura di Lanzo (cfr. fig. 49).

In estrema sintesi la zona pianeggiante compresa tra gli sbocchi vallivi del T. Sangone e il fiume Dora Riparia, il Torrente Stura di Lanzo e la Collina di Torino è impostato su conoidi fluvioglaciali.

Nella pianura torinese non risultano conservati sedimenti riferibili al Pleistocene inferiore e al Pleistocene medio; infatti, durante quest'intervallo temporale, nella vicina Valle di Susa veniva a svilupparsi il primo episodio glaciale responsabile della costruzione dei settori più esterni dell'Anfiteatro morenico di Rivoli -Avigliana.

Contemporaneamente, nel settore esterno dell'Anfiteatro gli apporti forniti dagli scaricatori glaciali vanno a determinare lo sviluppo di un ampio conoide fluvio – glaciale.

I sedimenti riferiti a questo periodo sono cartografati al Foglio 155 “Torino Ovest” della CARG come appartenenti al Sintema di Bennale.

Nella prima parte del Pleistocene superiore un nuovo deterioramento climatico ha dato luogo a un'ulteriore fase glaciale, che ha visto lo sviluppo nel bacino della Valle di Susa del Ghiacciaio della Dora Riparia e la sedimentazione delle unità più interne dell'Anfiteatro di Rivoli-Avigliana.

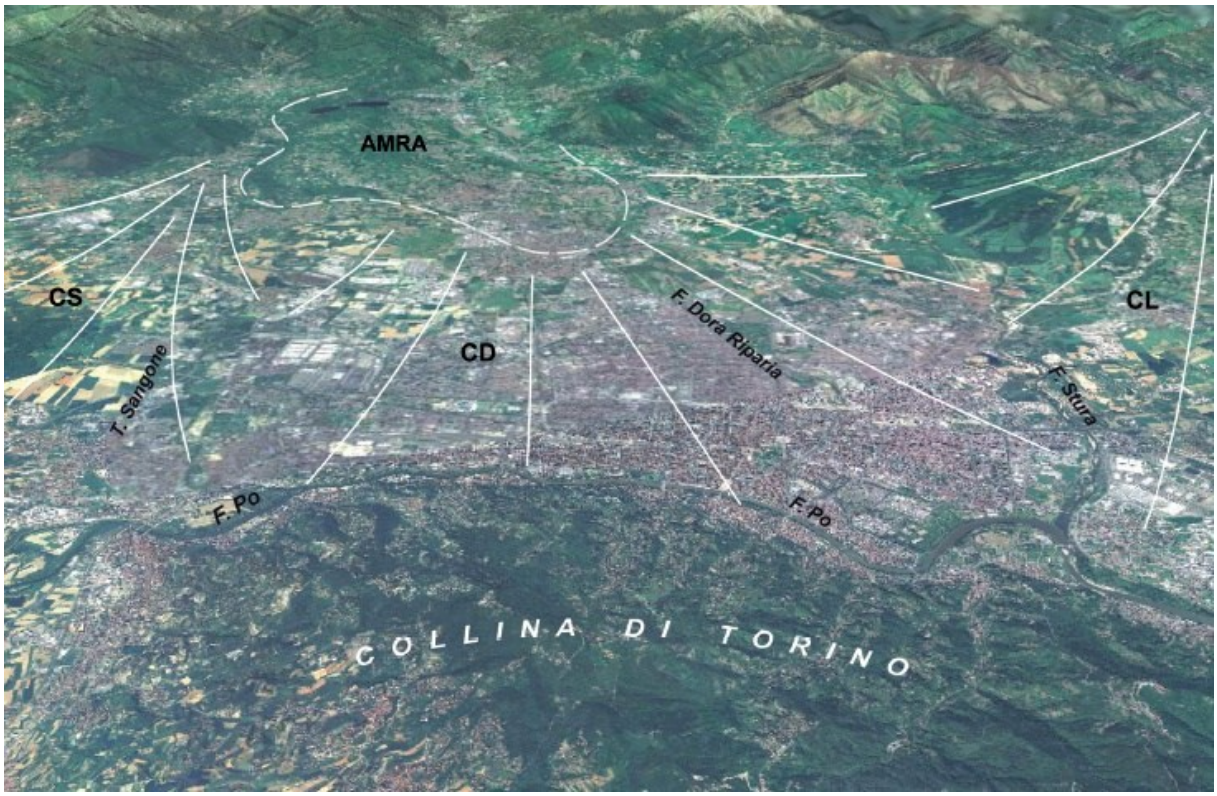



*Fig. 49.*

Si conserva traccia di quest’episodio glaciale nei depositi fluvioglaciali del Subsintema di Cresta Grande: questi sedimenti tuttavia sono privi di un'evidente espressione morfologica in quanto parzialmente mascherati dal successivo episodio erosivo - deposizionale che ha determinato la deposizione del Subsintema di Colle Giansesco, che costituisce la porzione più superficiale dell'esteso conoide fluvio – glaciale della Dora Riparia. Pertanto il sintema di Bennale e i due subsintemi di Cresta Grande e Col Giansenco, raggruppati a loro volta nel Sintema di Frassinere, costituiscono il conoide fluvio – glaciale che ospita l'area urbana di Torino.

Il subsintema di Cresta Grande (cartografato al F. 156 Torine EST della CARG come AFR1), affiora immediatamente a Ovest dell’incisione del F. Po, nella fascia di pianura compresa tra il F. Stura di Lanzo e il T. Sangone. L’unità, è essenzialmente composta da spessori compresi tra i 5 e i 35 m di ghiaie fluviali in matrice sabbiosa, passante verso l’alto a silt, la sua superficie di appoggio basale non è affiorante, è erosiva ed è modellata parte nei depositi villafranchiani parte nei depositi marini pliocenici.

Nella fascia prossima all’alveo del F. Po, la sua superficie sommitale coincide con la superficie topografica, ma è per lo più sepolta dai sedimenti fluviali più recenti di Col Giansesco e/o da una coltre di loess s.l. potente alcuni metri. I dati pedostratigrafici e la posizione stratigrafica portano ad attribuire quest’unità alla parte inferiore del Pleistocene superiore.

I depositi, potenti mediamente 10 m e costituiti da ghiaie sabbiose grossolane mostranti graduale riduzione della pezzatura dei clasti e un aumento della percentuale di matrice sabbiosa procedendo da Ovest verso Es, ascrivibili al subsintema di Col Giansenco mostrano rapporti di debole terrazzamento o giustapposizione nei confronti del Subsintema di Cresta Grande entro la quale è modellata la superficie basale. La superficie sommitale coincide invece con la superficie topografica, ha una morfologia subpianeggiante ed è lievemente inclinata verso Est. Il grado di alterazione pedogenetica di questi sedimenti e la loro posizione stratigrafica sono indicativi di un’età pleistocenica superiore.

## 4.3 Il paleoconoide dello Stura di Lanzo

Si tratta di un esteso conoide alluvionale legato ad una successione di fenomeni di divagazione laterale del T. Stura di Lanzo, accompagnati da sedimentazione grossolana. La sua genesi è legata ad una variazione nell'acclività del *thalweg* del corso d'acqua, motivo per cui si sviluppa tipicamente a valle della transizione tra il tratto montano e

quello di pianura. L'area in esame (fig. 50) si sviluppa ad una quota compresa tra 550 m e 210 m s.l.m. e rappresenta l'esempio piemontese più significativo di conoide terrazzato, essendo caratterizzato da estesi settori pianeggianti distribuiti a varia quota, sospesi tra loro e rispetto alla parte centrale, maggiormente depressa, tramite scarpate con altezza anche di alcune decine di m.

I corpi sedimentari le cui espressioni morfologiche sono settori più o meno estesi di piani e altopiani si riferiscono a diversi intervalli di tempo. La sua forma appare come una sorta di “ventaglio” che da Lanzo si estende fino a Venaria, Volpiano e Front.

Le testimonianze più antiche sono i cosiddetti sedimenti del Villafranchiano, osservabili nei tratti inferiori delle scarpate lungo il T. Stura di Lanzo e i suoi affluenti; questi sedimenti, a grana fine, in prevalenza sabbie e silt, suggeriscono l'originaria presenza di una pianura deltizia con uno sviluppo altimetrico simile al livello marino, tipica del tratto terminale di un corso d'acqua verso la foce e/o il delta. Quindi l'ambiente poteva essere assimilabile ad una sorta di antico conoide alluvionale pliocenico. La natura fine dei depositi fa propendere per condizioni di relativa stabilità tettonica, l'originaria superficie della pianura appare totalmente asportata dai successivi fenomeni di erosione.

Le testimonianze successive sono rappresentate da importanti superfici di erosione che troncano i sedimenti deltizi e segnano l'inizio della deposizione dei soprastanti depositi fluviali grossolani, tipicamente pedemontani. Anche i sedimenti fluviali formano diversi corpi che hanno tra loro un rapporto di terrazzamento, il che testimonia anche una intensa attività erosiva da parte del T. Stura di Lanzo che ha scavato profonde incisioni modellate nei sedimenti villafranchiani e nei depositi fluviali successivi.

Nelle porzioni laterali più esterne del paleoconoide, area di Balangero in sinistra orografica e di La Cassa in destra, sono conservati i sedimenti più antichi, sensibilmente alterati, caratterizzati da una colorazione rossa intensa, da ciottoli disgregati in matrice prevalentemente argillosa, posti tra 550 e 500 m s.l.m. Qui la superficie del terrazzo è sensibilmente ondulata, legata al rimodellamento successivo: si tratta di sedimenti riferibili al Pleistocene inf.

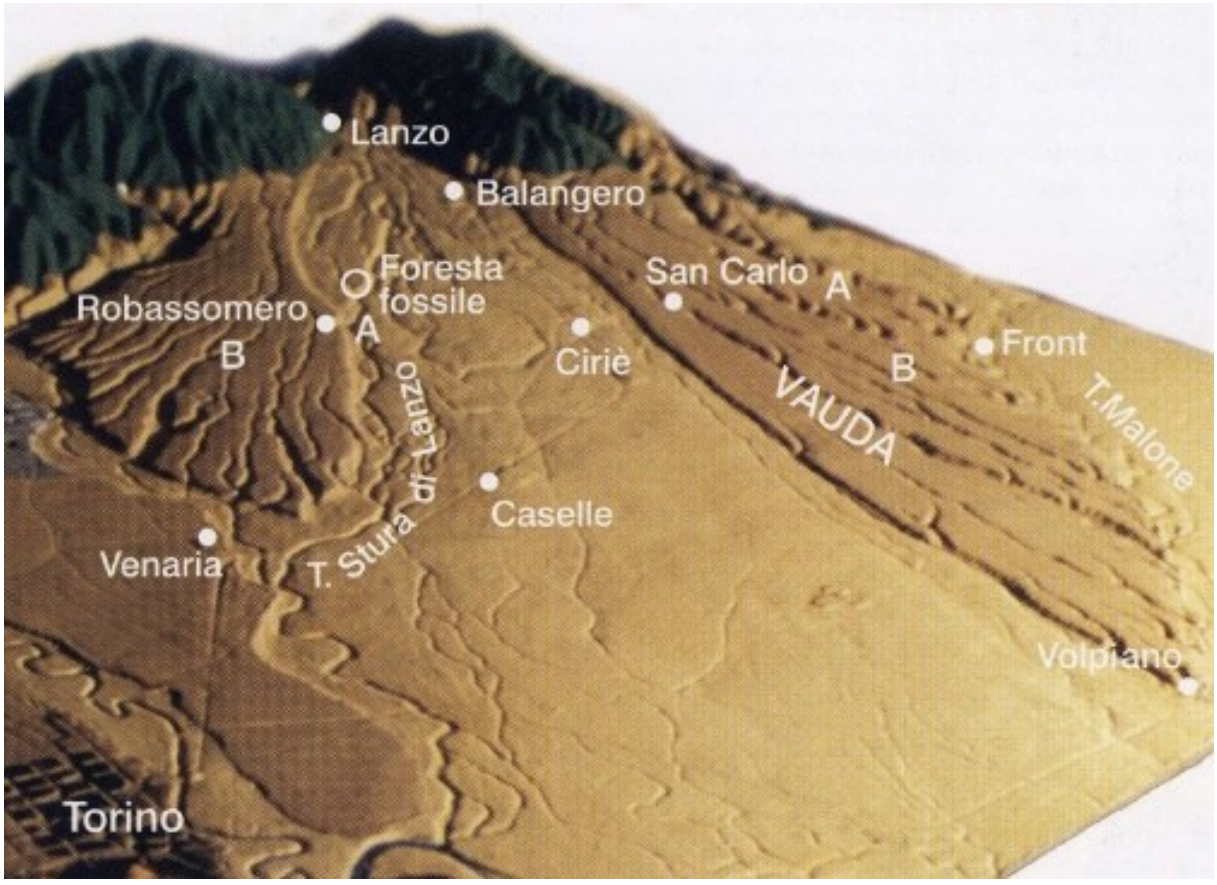



*Fig. 50.*

Nelle porzioni laterali più interne, invece, corrispondenti ai settori di Vauda Canavese in sinistra e del Parco della Mandria in destra, tra 500 e 250 m s.l.m., si osservano depositi interessati da notevole alterazione pedogenetica, meno spinta dei precedenti, di colore bruno – rossastro, anche in questo caso si tratta di ciottoli fortemente disgregati in matrice a componente argillosa prevalente. In questo caso mostrano una superficie blandamente ondulata, debolmente inclinata nel senso del deflusso idrico superficiale. Questi depositi si riferiscono al Pleistocene medio e costituiscono la cosiddetta Vauda sulla quale attecchisce una particolare vegetazione a brughiera indicativa della presenza di suoli argillosi acidi con periodici fenomeni di ristagno di acqua meteorica. L'antico

terrazzo della Vauda è suddiviso in lobi digitati e incisi dall'attuale reticolo idrografico, le cui incisioni localmente si approfondiscono sino ad interessare il substrato Villafranchiano. La Vauda è delimitata verso est da una imponente scarpata con andamento medio NW – SE alta anche 50 m ed incisa dal T. Malone. Si tratta perlopiù di una scarpata abbastanza stabile. Nella fascia di raccordo tra la piana alluvionale del Malone e l'alto terrazzo sussiste una fascia di conoidi alluvionali dei corsi d'acqua minori che drenano l'altopiano. Si tratta di forme generate da rii che drenano bacini di dimensioni modeste.

I sedimenti costituenti la porzione centrale più depressa del paleoconoide, ossia l'estesa pianura tra Ciriè, Caselle, Volpiano, Borgaro, nonché l'attuale incisione dello Stura di Lanzo, sono poco alterati, hanno colore grigio, con ciottoli integri immersi in matrice sabbiosa; sono presenti ad una quota compresa tra 400 e 210 m s.l.m. e corrispondono al termine superiore della successione sedimentaria sepolta. La superficie che li caratterizza in questo caso appare debolmente inclinata nel senso del deflusso idrico superficiale. In questo caso cronologicamente si riferiscono al Pleistocene sup. – Olocene.

Come detto in precedenza, l'attribuzione cronostratigrafica dei succitati depositi alle grandi glaciazioni Mindel e Riss oggi non è più attendibile, in quanto sono state riconosciute almeno 12 grandi glaciazioni pleistoceniche. È però assai verosimile che i sedimenti costituenti le estese superfici semi pianeggianti della Mandria e della Vauda siano all'incirca coevi, poiché sono lembi relitti di uno stesso conoide alluvionale. La superficie del paleoconoide era poco inclinata e corrispondeva ad un'antica pianura, che si estendeva per tutta l'area delimitata dagli attuali corsi dei torrenti Ceronda e Malone, con deposizione fluviale grossolana. Nelle porzioni più lontane dai corsi d'acqua, in caso di eventi alluvionali, erano deposti limi, argille, comunque depositi più fini, unitamente a materiali sempre fini trasportati e depositati dal vento (sedimenti eolici, cioè loess). Parallelamente gli agenti atmosferici cominciavano l'azione sul substrato trasformandolo in suoli. Proprio il criterio di datazione che utilizza il grado di evoluzione dei suoli permette di dire che i sedimenti originariamente attribuiti al Mindel si possono datare al Pleistocene inf., almeno quelli più antichi, e al Pleistocene medio (quelli più recenti). I depositi attribuiti al Riss si possono fare risalire al Pleistocene medio – superiore. Infine, i sedimenti appena alterati, grigiastri, possono essere attribuiti all'Olocene.

Per quanto concerne la successione sedimentaria sepolta nel sottosuolo dell'area in esame, si trovano come termini più antichi sabbie fossilifere marine del Pliocene, le quali altrove affiorano (zona di Castellamonte e bassa Valle Chiusella). Il fatto che in aree pedemontane questi sedimenti affiorino, significa che essi sono stati traslati tettonicamente a quote altimetricamente maggiori. Localmente, zona di Volpiano e Settimo Torinese, tali depositi sono prossimi alla superficie topografica (10 – 25 m di profondità dal piano campagna). In generale il loro spessore verticale è assai variabile e non si conosce con precisione, tuttavia a Torino, presso la confluenza dello Stura di Lanzo nel Po, è superiore a 270m.

Sopra i sedimenti marini poggiano i sedimenti della successione Villafranchiana, caratterizzati da spessori variabili tra 270 e 10 m. Ad essi seguono almeno due fasi di deposizione di materiali nel Pleistocene inf. – medio, con la formazione delle due principali superfici di terrazzo (Mandria e Vauda). Tali grandi lembi di terrazzo sono separati da un'ampia vallata diretta NW-SE, corrispondente ad una fetta del ventaglio asportata dall'erosione torrentizia. In tempi ancora successivi, dal Pleistocene sup. all'Olocene, la vallata fu sede di nuovi episodi di sedimentazione che diedero origine all'ampia pianura di Ciriè – Caselle.

La morfologia debolmente inclinata del paleoconoide ha favorito la realizzazione e l'implementazione nel tempo di una importante rete di canali finalizzata all'irrigazione delle colture agricole e alla produzione di energia idroelettrica.

## 4.4 L'anfiteatro morenico di Ivrea: forme e depositi

Con l'inizio del Pleistocene medio, il fenomeno glaciale raggiunse la sua acme nella catena alpina.

Il ghiacciaio abbandona fondamentalmente due tipi di materiali: i depositi glaciali di fondo e quelli di ablazione; entrambi sono caratterizzati da spiccata eterometria e da mancanza di assortimento granulometrico e di una netta stratificazione.

I depositi glaciali di fondo, poi, sono abbandonati alla propria base dal ghiaccio e sono formati in prevalenza da ciottoli levigati e sfaccettati, a volte striati: essi sono immersi in matrice prevalentemente limosa (sempre abbondante). In genere questi depositi sono molto addensati a causa del carico glaciale subito. I depositi di ablazione derivano invece dal distacco di materiali detritici franati dalla zona di circo e dai fianchi vallivi, accumulati sulla superficie del ghiacciaio, trasportati a valle e deposti per totale fusione della massa glaciale: essi sono costituiti da frammenti angolosi di varie dimensioni, simili agli accumuli di frana. Le morene sono la forma più tipica dei depositi di ablazione: si formano, nella fase di ritiro di una pulsazione glaciale, ai margini e alla fronte della lingua glaciale, costituendo le morene laterali e frontali. Le cerchie moreniche conservate sono soltanto quelle corrispondenti a configurazioni della massa glaciale che non sono state seguite da ulteriori avanzamenti. Quando più pulsazioni hanno raggiunto più o meno il medesimo settore durante la loro espansione, si formano gli anfiteatri morenici. Quanto sin qui detto si ritrova nell'assetto geomorfologico e litostratigrafico dell'anfiteatro morenico di Ivrea, che si estende per circa 600 Kmq ed è sicuramente l'anfiteatro meglio conservato e più significativo di tutto il Piemonte.

Le espressioni morfologiche più evidenti e spettacolari dell'azione del ghiacciaio balteo sono, in ambito alpino, la caratteristica forma ad "U" della Valle d'Aosta e, nel settore di raccordo tra Pianura Padana e rilievi alpini, l'anfiteatro morenico di Ivrea.

Ad ogni fase di ritiro glaciale corrisponde una fase lacustre nella zona interna all'anfiteatro morenico; la fase lacustre più imponente probabilmente è quella che ha seguito il ritiro del ghiacciaio del Pleistocene medio. L'ipotesi più probabile è che il grande lago si sia svuotato abbastanza rapidamente in seguito all'incisione della morena frontale, da parte della Dora Baltea, nella zona di Mazzè. Ampie superfici lacustri vennero così a trovarsi isolate e sempre meno alimentate. I relitti di queste fasi lacustri sono il lago di Viverone, di Candia, di Bertignano e di Maglione. Questi ultimi, così come il lago di Alice Superiore, sono laghi intermorenici.

Le loro dimensioni sono diminuite durante la successiva fase di espansione e ritiro glaciale, al termine della quale si sono formati dei bacini lacustri confinati tra Strambino, Albiano, Bollengo e l'imbocco della Valle d'Aosta.

Nel corso dell'Olocene viene colmato interamente il lago morenico formatosi dopo l'ultima fase glaciale, prima da limi glaciali, poi dai depositi alluvionali trasportati e depositati dai corsi d'acqua; nel contempo prosegue la fase di incisione della morena frontale di Mazzè con il conseguente abbassamento della soglia dello sbarramento naturale del grande lago eporediese e lo svuotamento dello stesso.

I corsi d'acqua, primo tra tutti la Dora Baltea, divagano nella piana ed iniziano ad erodere il fondo dell'antico lago e gli stessi sedimenti detritici alluvionali accumulati precedentemente. Si formano i terrazzi alluvionali, rilevati di qualche metro rispetto agli alvei attuali. Oltre ai depositi sopra descritti, nell'area di Ivrea si ritrovano:

- i depositi glacio-lacustri; sono legati allo sviluppo di laghi effimeri, che sono nati nella conca aperta tra la fronte del ghiacciaio, in fase di ritiro, e l'ultima cerchia che esso ha abbandonato e che opera come sbarramento al deflusso delle acque di ablazione. Si tratta di sedimenti a granulometria fine, ben stratificati; in qualche caso, alcune depressioni, soprattutto in prossimità dei rilievi collinari morenici ed alla base dei versanti rocciosi, rimangono isolate e si formano i depositi torbosi, testimonianze di laghi e di pozze intermoreniche colmati (Palude di Cascine di Romano C.se, Palude di Lessolo, Maresco di Burolo-Cascinette, Maresco di Montalto-Borgofranco, Zona umida di Fiorano-Loranzè, Zona umida di Mercenasco);
- i depositi fluvio-glaciali, che prendono origine dalla fronte glaciale dove essi sono rielaborati dalle acque torrentizie che defluiscono lungo gli scaricatori glaciali compresi tra le varie cerchie moreniche;
- i depositi eolici accumulatisi sui depositi glaciali e sul substrato lapideo;
- i massi erratici testimoni soprattutto dell'ultima fase glaciale.

All'interno dell'anfiteatro morenico si hanno poi tutte le forme tipiche del paesaggio glaciale (rocce montonate, levigate, abrase, dossi e rilievi a forma di “cetaceo”, *verroux*). La fronte del ghiacciaio balteo ha raggiunto più volte la zona di massima espansione dell'alta pianura Eporediese.

L'anfiteatro di Ivrea è formato da tre gruppi principali di cerchie: dal più antico al più recente, quindi dal più esterno al più interno, vi sono il Gruppo S. Michele-Borgo, il Gruppo della Serra di Ivrea (diviso in due sottogruppi), il Gruppo Bollengo-Strambino.

Fino a circa una decina di anni fa si attribuivano alle tre cerchie moreniche fondamentali le età Mindel, Riss, Wurm sulla base di correlazioni essenzialmente morfologiche con i depositi morenici delle Alpi Bavaresi (Penck e Bruckner, 1906).

Oggi è chiaro che ogni bacino, in questo caso il bacino della Dora Baltea, il cui antico ghiacciaio è alla base dell'origine dell'anfiteatro di Ivrea, è caratterizzato da una propria storia evolutiva e le uniche possibilità di datazioni corrette si basano sui metodi radiometrici, paleomagnetici e pedostratigrafici. Su questa base, le attribuzioni di età alle tre cerchie moreniche in esame sono (fig. 51):

- Gruppo di San Michele-Borgo (Pleistocene inf.); è il più antico ed esterno, conservato solo nel settore laterale sinistro; i corrispondenti settore laterale destro e frontale sono stati in parte asportati e in parte sepolti dalle pulsazioni successive; le cerchie hanno perso quasi del tutto la loro primitiva espressione morfologica; il loro andamento è conservato dal reticolo idrografico postglaciale le cui incisioni hanno riutilizzato in prevalenza gli originari scaricatori glaciali.
- Gruppo della Serra di Ivrea (Pleistocene medio); costituisce l'ossatura dell'anfiteatro, comprende la Serra di Ivrea, con forme e rilievi molto ben preservati e accentuati, con uno sviluppo verticale notevole (si va dai 600 m s.l.m. di Croce Serra ai 250 m s.l.m. di Zimone).
- Gruppo di Bollengo-Albiano (Pleistocene sup.); le cerchie di questo gruppo sono decisamente più basse ed interne rispetto alle precedenti e conservano abbastanza bene le forme originarie.

A monte di Aosta sono invece conservate solo le tracce di pulsazioni più recenti, riferibili all'ultima fase di ritiro del ghiacciaio.

Il reticolo idrografico sovrimposto dopo l'ultimo ritiro glaciale ha ereditato le direttrici di deflusso degli scaricatori e si è approfondito molto velocemente sino ad intaccare i terreni sottostanti: il fenomeno è particolarmente rappresentato in destra orografica che, peraltro, ha subito un forte sollevamento in epoca post-glaciale, dando origine ad una serie di profonde incisioni in alcune delle quali sono esposte le sabbie marine del substrato pliocenico affioranti a S del T. Chiusella (Bacino Terziario Ligure- Piemontese). Tra l'altro il notevole arretramento delle testate delle incisioni principali ha provocato un fenomeno di cattura fluviale particolarmente rilevante e spettacolare: prima dell'ultima pulsazione glaciale il T. Chiusella raggiungeva l'alta pianura presso Castellamonte, dove confluiva nel T. Orco; quando l'incisione erosiva in progressivo arretramento ha raggiunto il corso del Chiusella, lo ha catturato

e lo ha deviato di circa 90° verso E, inserendolo nella depressione interna all'anfiteatro sino alla nuova confluenza nella Dora Baltea presso Romano C.se.

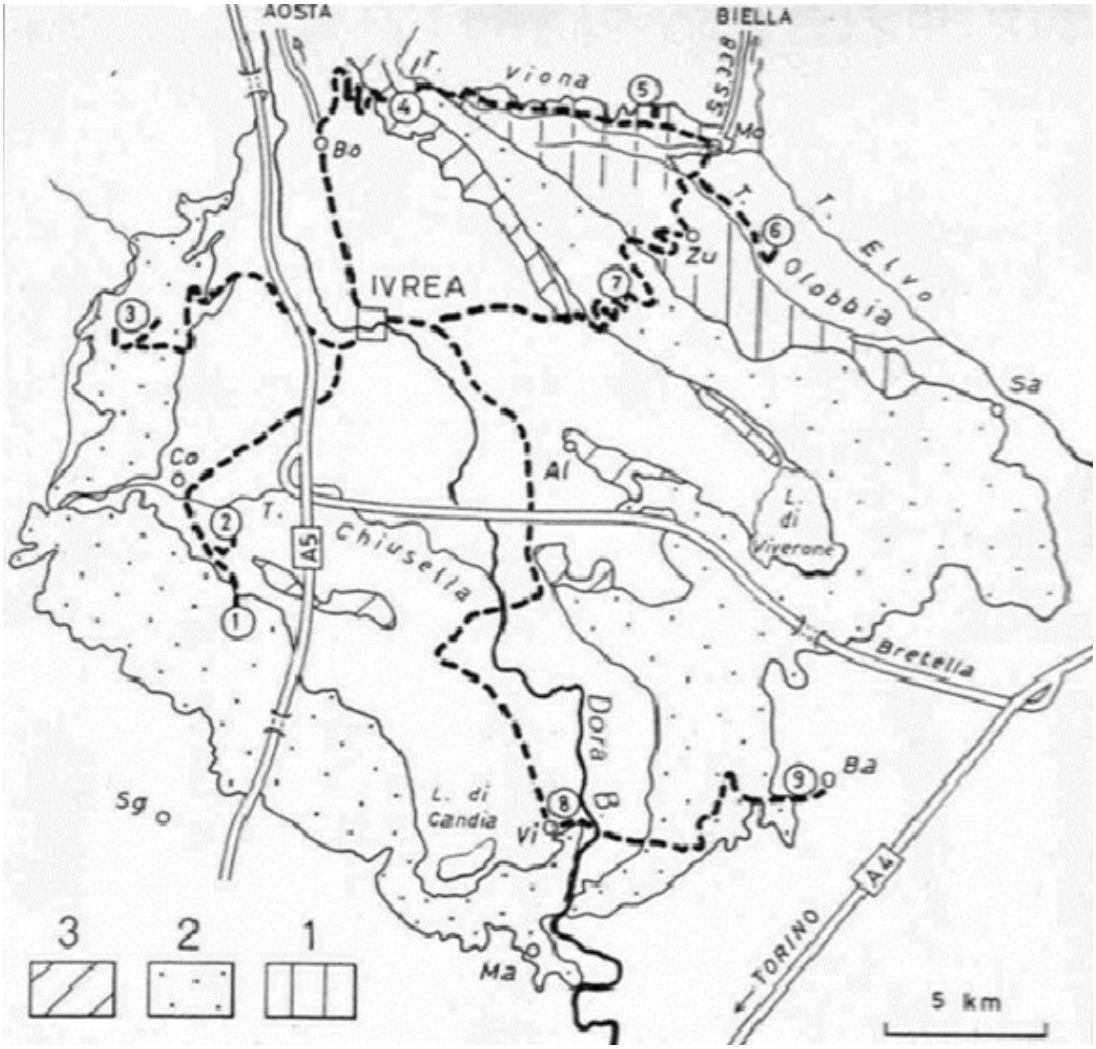



*Fig. 51. L'anfiteatro di Ivrea e il tracciato della prima parte dell'itin.4. Principali cerchie moreniche: !) San Michele-Borgo (Pleistocene inf.); 2) Gruppo della Serra (Pleistocene medio); 3) Gruppo di Bollengo-Albiano (Pleistocene sup.) Località: Al: Albiano; Ba: Borgo d'Ale; Bo: Borgofranco; Co: Colleretto; Ma: Mazzè; Mo: Mongrando; Sa:Salussola; Sg: San Giorgio; Zu: Zubiena*

Tra i sedimenti marini pliocenici e i depositi glaciali esiste una facies di transizione, nella zona di Ponte dei Preti (sbocco della Val Chiusella, nei comuni di Strambinello, Quagliuzzo, Parella) formata da depositi sicuramente marini contenenti anche ciottoli striati tipici dell'attività glaciale: si tratta dei cosiddetti depositi glacio – marini, testimonianza della presenza di uno sbocco pliocenico della Valle d'Aosta direttamente nel bacino oceanico allora esistente.

Al passaggio morfologico tra i depositi glaciali che occupano il settore collinare più acclive e l'area interna alle morene, sono presenti alcuni conoidi alluvionali generati dai depositi detritici del Rio San Pietro-Rio della Gatta (sui quali insistono le Fraz. Bienca e Tomalino) e del Rio Ritano (sul quale è stato in parte edificato il capoluogo di Chiaverano).

Un altro probabile conoide alluvionale è formato dalla Roggia del Mulino (emissario del Lago Pistono) al suo sbocco nella piana alluvionale della Dora Baltea (in Comune di Montalto Dora, presso il concentrico).

Più in generale, comunque, i corsi d'acqua tributari della Dora Baltea, soprattutto in destra orografica, formano degli splendidi esempi di conoidi alluvionali nel settore di raccordo tra parte montana e pianura alluvionale della Dora (esempi a Quassolo, Borgofranco di Ivrea, Settimo Vittone ecc.). I laghi Sirio, Pistono, Nero, Campagna e San Michele sono laghi di esarazione glaciale formati durante l'ultima avanzata glaciale oltre lo sbocco vallivo entro le rocce della Zona Ivrea-Verbano e della Zona del Canavese.

A valle di Ivrea si apre la grande piana che forma il fondo della depressione interna dell'anfiteatro: alcuni elementi morfologici (filari di alberi, strade, siepi) che disegnano anse meandriformi, ne indicano il carattere alluvionale dato dal divagare della Dora Baltea dopo l'ultimo ritiro glaciale, non dal riempimento di un grande unico bacino di cui gli attuali laghi di Candia e di Viverone rappresenterebbero gli ultimi resti, come ritenuto in passato. I depositi presenti sono i classici sedimenti alluvionali: sabbie e ghiaie.

## 4.5 Anfiteatro morenico di Rivoli — Avigliana: forme e depositi

Quando si parla della "collina morenica di Rivoli-Avigliana" (fig. 52), solitamente s'intende quell'insieme di bassi rilievi che, sviluppandosi come un fascio di crinali a tratti rettilinei e paralleli, a tratti più o meno nettamente arcuati, separano la bassa Val di Susa dal medio corso del Sangone. L'origine di questi rilievi è nota: si tratta della parte più cospicua e meglio conservata dell'anfiteatro morenico della Dora Riparia, ossia depositi morenici abbandonati dall'antico ghiacciaio valsusino nel corso dei suoi numerosi avanzamenti e arretramenti avvenuti in un arco di tempo compreso tra oltre 750.000 e 12.000 anni fa.



*Fig. 52.*

La collina morenica di Rivoli-Avigliana ha una sua identità morfologica che ci permette di distinguerla dagli ambiti territoriali circostanti. L'area della collina morenica ha una superficie in pianta di circa 52 kmq, una forma grosso modo quadrilatera irregolare e comprende, in parte o in toto, i territori comunali di Rivoli, Rivalta, Rosta, Villarbasse, Buttigliera Alta, Avigliana, Trana, Reano e (seppur in minima parte) Sangano.

Gli elementi morfologici che caratterizzano la collina morenica di Rivoli-Avigliana si possono raggruppare in sei tipi:

1) emergenze del substrato roccioso; 2) cordoni morenici più o meno rielaborati dall'erosione; 3) conche intermoreniche, chiuse o con deflusso superficiale delle acque; 4) valli strette ed allungate chiuse tra cordoni paralleli; 5) pianalti fiuvioglaciali e morenici; 6) massi erratici.

A causa della notevole distanza di tempo fra le pulsazioni glaciali, dell'energia di rilievo e dell'attività del reticolo fluviale, le forme glaciali deposizionali del Pleistocene medio sono quasi del tutto rimodellate, sebbene ancora riconoscibili, quelle della parte finale del Pleistocene superiore sono ancora ben conservate.

I termini più antichi della successione quaternaria affiorante nel contesto di questo anfiteatro di origine glaciale, legato alla dinamica dell'antico ghiacciaio della Valle di Susa, sono costituiti da conglomerati fluviali affioranti lungo le più profonde incisioni della Dora Riparia, da Alpignano alle porte di Torino, e del Sangone. Evidentemente costituiscono due antiche conoidi sepolte, rispettivamente della Dora e del Sangone, le quali giungono in prossimità del Po (un tempo Interglaciale Gunz – Mindel, oggi parte iniziale del Pleistocene inf.).

L'inquadramento allostratigrafico di Giardino (2005) attribuisce i depositi glaciali delle forme del Würm al Pleistocene superiore, del Riss al Pleistocene medio.

Da ricordare che non si può parlare di un unico ghiacciaio segusino, ma di due ghiacciai principali (Valle di Susa e Val Cenischia) ed altri secondari. La Valle Sangone, pur essendo una valle di ridotte dimensioni, presenta un suo piccolo e più completo anfiteatro morenico che giunge fino ad ovest di Giaveno. Le superfici rocciose dell'area hanno diversa alterazione a seconda se sono superfici non toccate dall'esarazione glaciale, esarate dal ghiacciaio e rimaste esposte dalla deglaciazione o per riesumazione a opera del ruscellamento olocenico.

Seguono i cordoni morenici a paleosuolo intensamente ferrettizzato (Pleistocene inf) poco acclivi nel settore settentrionale, più acclivi nel settore meridionale dell'anfiteatro. Sono presenti anche in Val Sangone, ad ovest di Giaveno, dove si estendono fin quasi a Coazze, nel quadro di un piccolo locale anfiteatro morenico allo sbocco del Sangone in pianura e nell'area di Val della Torre (Valle del T. Casternone).

Da Pianezza a Druento i terrazzi fluvio – glaciali attribuiti al Pleistocene inf. sono sospesi con lieve scarpata su quelli più recenti, la scarpata testimonia la presenza di un antico alveo della Dora, che raggiungeva l'attuale valle

del Casternone poco a valle di Druento. In destra orografica del Sangone nella zona di Piossasco è presente un terrazzo analogo al precedente.

Le successive cerchie moreniche del Pleistocene medio – sup., a paleosuolo argillificato rosso – bruno, costituiscono la maggior parte dell'anfiteatro; tra di esse si individua facilmente una grande “cerchia spartiacque” che si segue con continuità lungo tutto l'anfiteatro, partendo in destra orografica della Dora da Valgioie per arrivare a Trana, circondando la depressione dei laghi di Avigliana. La cerchia prosegue poi per Reano, Villarbasse, Rivoli (castello) fino a svilupparsi a NE del cimitero di Rivoli, giungendo in prossimità del T. Dora Riparia ad est di Alpignano dove il cordone è ridotto. Qui il grande scaricatore fluvio – glaciale prima e la Dora poi, hanno interrotto per quasi due Km la “cerchia spartiacque” che riprende a Pianezza e riprende in direzione di Caselette (sinistra orografica della Dora) per arrivare fin quasi ad Almese.

Nella conca morenica di Villar Dora – Almese i cordoni si perdono per l'assetto del ghiacciaio segusino che doveva restringersi contro le pendici occidentali del M. Musiné, che lo obbligavano a sud. Infatti il ghiacciaio, uscendo dalla valle, veniva costretto fra le alture del M. Musiné stesso e della Sacra di San Michele, subendo una brusca deviazione verso sud, nella zona dei laghi di Avigliana; nel contempo incontrando le asperità rocciose di Avigliana e del Moncuni (a nord di Trana) il ghiacciaio si bilobava e proseguiva verso SE depositando le morene fino al Sangone (area di Villarbasse – Rivoli – Bruere).

In destra Sangone (Trana) sono presenti alcuni lembi erosi di morene rissiane (oggi è bene definirle del Pleistocene medio – sup) che costituiscono le prosecuzioni più meridionali dell'anfiteatro di Avigliana, successivamente isolati dall'erosione del Sangone che ha inciso i depositi morenici. La presenza di questi lembi relitti è testimoniata in gran parte da massi erratici di rocce tipiche della Val di Susa.

L'alto sistema di terrazzi con paleosuolo di colore rosso – bruno, che affiora nella cave e talora nelle sponde dei canali e, partendo dallo sbocco delle valli Susa, Sangone, Ceronda, costituisce la pianura fino a giungere in prossimità del corso del Po e dei suoi affluenti, viene attribuito al fluvio – glaciale del Pleistocene medio – sup. Esso si raccorda attraverso gli scaricatori alle relative cerchie moreniche. Il terrazzo rissiano è continuo e costituisce la maggior parte della pianura torinese, forma un piano leggermente inclinato verso il corso del Fiume Po (verso est, quindi), viene interrotto solo in corrispondenza dei grandi corsi d'acqua, sui quali è sempre sospeso di alcuni metri. L'originaria morfologia dei terrazzi rissiani è fortemente mascherata dalla copertura di loess. I depositi terrazzati presenti tra Sangano e Orbassano sono legati in parte all'anfiteatro della Val Sangone, in parte alle cerchie rissiane che delimitano all'esterno la conca dei laghi di Avigliana. Parte di questi terrazzi sono stati incisi dal Sangone: stesso discorso vale per l'area della Val Casternone (area di Val della Torre).

A monte dell'abitato di Alpignano in destra idrografica della Dora, si trovano depositi argilloso – sabbiosi di origine lacustre e fluvio – lacustre. Essi formano un piccolo lembo terrazzato e indicano la presenza di un lago interno all'anfiteatro, dovuto a sbarramento morenico frontale, durante una fase di ritiro del ghiacciaio (cataglaciale). Nell'interglaciale che seguì, la soglia morenica di Alpignano venne incisa per oltre 40 m, cosicché il lago già colmato si svuotò del tutto. Gran parte dei depositi lacustri vennero asportati dalla Dora Riparia.

Le cerchie moreniche più recenti sono circoscritte alla zona dei laghi di Avigliana e sono state attribuite al Pleistocene sup. Sono relativamente fresche, prive o quasi dei paleosuoli che caratterizzano le cerchie più antiche. Dal punto di vista morfologico si osservano tre cerchie distinte: la prima più esterna ed antica, la seconda più interna, che rispettivamente sbarrano il lago piccolo e il lago grande. La terza cerchia è a monte del lago grande (più a nord - ovest) e sbarra la piana torbosa già sede di un terzo lago oggi completamente colmato.

Il reticolo idrografico delle colline moreniche si presenta con pattern molto differenziati: il lato interno, un tempo a contatto del ghiaccio, è un pendio uniforme e con inclinazione prossima all'angolo di riposo del materiale morenico, solcato da ripide aste fluviali parallele; il lato esterno, poco acclive, ha talvolta ancora ben conservati gli scaricatori glaciali, lunghe vallette sinuose a fondo piatto, il cui profilo longitudinale è un'alternanza di terreni paludosi e tratti che formano una piccola forra. I bacini degli affluenti diretti di Dora e Sangone si sono estesi per erosione rimontante, complicando il reticolo idrografico e interrompendo le cerchie moreniche: i gomiti di cattura fanno sembrare cordoncini morenici delle creste spartiacque secondarie.

# 5 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO A SCALA DI BACINO

Chiudiamo l'excursus con una presentazione, a scala di ogni singolo bacino idrografico, delle principali caratteristiche geomorfologiche dell'area metropolitana.

## 5.1 Il bacino della Dora Baltea

Il tratto piemontese della Dora Baltea si sviluppa tra il Comune di Carema, al confine con la Valle d'Aosta, ed il Comune di Brusasco, dove la Dora Baltea confluisce nel F. Po.

La prima parte del percorso si svolge lungo l'asse vallivo orografico valdostano, caratterizzato da un ampio fondovalle, in corrispondenza al quale si aprono a ventaglio numerose conoidi alluvionali formate dai torrenti tributari, le quali condizionano parzialmente l'andamento dell'alveo; la direzione del corso d'acqua è NO-SE. Superato l'imbocco della valle, a partire dalla zona di Borgofranco il fiume assume un andamento prevalente N-S, fino all'abitato di Banchette, dove compie una brusca deviazione verso est e s'inoltra in una stretta gola che taglia gli affioramenti rocciosi su cui è stato edificato il centro storico d'Ivrea. Superata la stretta d'Ivrea, la Dora Baltea s'inoltra nella pianura eporediese, priva di marcati condizionamenti naturali che possano interessare l'andamento dell'alveo. In questo tratto il corso d'acqua riprende il suo andamento NO-SE e inizia ad assumere una morfologia monocursale a meandri.

All'altezza di Vische, la Dora incontra i rilievi collinari frontali dell'anfiteatro morenico d'Ivrea, che supera con una profonda incisione, trasversale rispetto all'andamento dei cordoni stessi.

Nel tratto compreso tra Mazzé e la confluenza nel Po, infine, la Dora scorre attraverso un territorio a vocazione prevalentemente agricola, in corrispondenza al quale interseca una serie di arterie autostradali e ferroviarie strategiche sotto il profilo dei trasporti: la S.S. n. 11 Padana Superiore, l'autostrada Torino- Milano (A4), la tratta ferroviaria Torino-Milano, la tratta ferroviaria Torino-Casale e la S.P. 31bis del Monferrato.

## 5.2 Il bacino del Chiusella

La Valchiusella occupa un territorio di 143 kmq di estensione tra la bassa Val d'Aosta a Nord Est e le valli Orco e Soana a Sud Ovest. La valle prende il nome dal corso d'acqua che la incide, il T. Chiusella, che nasce dal Monte Marzo a quota 2.756 m s.l.m., e si sviluppa per una lunghezza di 25 km, dalla testata fino a Trausella in direzione Nord-Ovest Sud-Est, da Trausella alla diga di Gurzia in direzione Nord Sud, e a valle della diga circa in direzione Ovest-Est. La racchiudono due brevi catene: quella posta in destra orografica caratterizzata dalle vette del Monfandi (2.820 m) e del monte Giavino (2.766 m), e quella situata sulla sinistra orografica con la cima Prel (2.618 m) e il monte Debat (2.622 m). La catena sud-occidentale si salda quindi con i monti brulli della zona ad ovest di Vidracco, definiti come monti Rossi o monti Pelati, e quella nord-orientale ad una delle morene formate dall'antico ghiacciaio aostano.

Il T. Chiusella, dopo aver ricevuto le acque del T. Bersella, affluente in sinistra orografica a Traversella, e del T. Savenca, affluente in destra orografica a Issiglio, sfocia nella Dora Baltea nei pressi di Strambino.

Dal punto di vista geologico, la valle è rappresentata dai litotipi della zona Sesia Lanzo, vale a dire dalle eclogiti, rocce caratterizzate da granato, pirosseno sodico e quarzo, che affiorano all'imbocco della valle in destra orografica. Le rocce più diffuse sono gli gneiss minuti ("complesso degli gneiss minuti della Zona Sesia Lanzo"), ossia rocce scistose, metamorfosate, di composizione analoga a quella dei graniti. La parte alta del bacino presenta i lineamenti tipici di una valle formatasi dopo una glaciazione: infatti, è occupata da antichi depositi morenici stabilizzati, che hanno dato origine ad una serie di circhi occupati talvolta da piccoli laghi (i "Laghi della Furce", il "Lago Liamau" e i "Laghetti della Buffa").

Nell'Oligocene il complesso Sesia Lanzo è stato intruso all'imbocco della valle, in sinistra orografica, dal plutone (corpo magmatico che si è consolidato in profondità ed è stato successivamente sollevato e messo a nudo dall'erosione) di Traversella, costituito da diorite quarzifera. L'intrusione della diorite di Traversella ha determinato un forte metamorfismo termico nelle rocce circostanti il plutone. Tali mutazioni hanno determinato le condizioni ideali perché fosse favorita la formazione di uno dei più famosi giacimenti di magnetite esistenti in Italia. Tale giacimento, con le miniere di Brosso e Traversella, ha costituito fino al secolo scorso un importante polo minerario a livello internazionale. In particolare le miniere di Traversella, dismesse da oltre trent'anni ed ora rivalutate da un progetto legato agli ecomusei del territorio della Città metropolitana di Torino, nell'Ottocento e nel Novecento hanno goduto di una fama a livello internazionale per le peculiarità uniche del materiale minerario estratto (pirite e magnetite).

Dal punto di vista idrografico il bacino è caratterizzato dalla presenza di un corso d'acqua abbastanza inciso nella parte di monte; scendendo verso valle, si alternano fenomeni di erosione e deposito e l'alveo assume un andamento potenzialmente pluricursale. L'ultimo tratto del T. Chiusella appartiene al paleoalveo riattivabile della Dora Baltea (tratto del Rio Ribes).

## 5.3 Il bacino delle Valli di Lanzo

Il bacino del T. Stura di Lanzo è compreso tra quello del T. Dora Riparia a Sud e quello del T. Orco a Nord, mentre a Ovest è separato dal territorio francese dalla dorsale alpina. Questo bacino idrografico ha un'estensione di 885 kmq e si sviluppa per una lunghezza di 43,184 km.

Il tratto montano del bacino termina a Lanzo Torinese, dove si innesta nell'asta principale il T. Tesso, suo importante tributario di sinistra. Esso si suddivide in tre sottobacini: quello della Valgrande, della Val d'Ala e della Valle di Viù.

Il T. Stura di Valgrande ha origine dalla confluenza dei T. Sea e Gura, a Forno Alpi Graie, scende poi fino alla confluenza con il T. Stura di Ala con pendenza costante, senza strette forre ed ampi bacini. Dalla confluenza con il T. Stura di Ala a quella del T. Stura di Viù, il torrente scorre piuttosto incassato in un fondovalle ristretto, ricevendo il contributo del vallone di Mezzenile; il tratto terminale a monte di Lanzo Torinese presenta un allargamento in corrispondenza del bacino alluvionale di Germagnano, per restringersi infine in modo decisivo in corrispondenza della forra del Diavolo. In questo tratto il contributo degli affluenti laterali è scarso. Nel complesso il T. Stura di Valgrande ha uno sviluppo di 41 km e supera un dislivello di 2555 m.

La valle mediana di Ala si origina dal Pian della Mussa a 1800 m s.l.m., le acque divaganti nel pianoro permeano le alluvioni che ricolmano il bacino della Mussa e alimentano una zona di risorgive. La discesa del torrente fino a Balme è assai precipite come assai tormentato è il successivo percorso per balze, cascate, forre lungo la valle fino allo sbocco nel T. Stura di Valgrande. Scarsamente alimentata dal versante Nord riceve un notevole contributo dai torrenti in destra orografica di Paschietto, di Ciorneva, di Lusignetto, di Busera e di Almesio. Lo sviluppo della valle è di circa 25 km con un dislivello di 1200 m.

La valle di Viù è la più meridionale delle tre valli, e si origina dai due rami di Malciaussia e di Arnas. Il

T. Stura di Viù percorre la piana di Usseglio, nella quale riceve il contributo del Rio Prebec. Dal pianoro di Usseglio l'impluvio vallivo scende ripido e stretto fino a Viù. Importanti i contributi che il torrente riceve dai valloni del colle Portia, di Nanta e del colle del Paschietto. In corrispondenza di Viù il T. Stura riceve gli affluenti di sinistra Tornetti e Ricciaj.

A valle di Viù il T. Stura ha un alveo assai sinuoso, scavato entro pareti rocciose acclivi. Dopo un percorso di circa 40 km confluisce nel T. Stura di Lanzo a Traves.

Il bacino di pianura del T. Stura di Lanzo si sviluppa a valle di Lanzo Torinese fino alla confluenza con il F. Po, a valle dell'area urbana di Torino, e comprende il sottobacino del T. Ceronda. Questo settore apparentemente pianeggiante presenta una moderata pendenza, con inclinazione immergente a SE, trattandosi in realtà di un antico apparato di conoide alluvionale, successivamente reinciso dai vari corsi d'acqua, ed in particolare dal collettore principale del T. Stura di Lanzo. Questo antico apparato di conoide si chiude all'altezza dell'abitato di Borgaro Torinese interdigitandosi alla sua estremità meridionale con gli equivalenti e contemporanei depositi distali di conoide alluvionale e fluvio-glaciale del T. Dora Riparia.

L'alveo del T. Stura di Lanzo, nel tratto compreso tra Lanzo Torinese e Venaria Reale, assume un percorso pressoché rettilineo con direzione SE che si sviluppa per 21 km. A Venaria Reale il T. Stura di Lanzo riceve in destra il contributo del T. Ceronda e del suo affluente, il T. Casternone.

L'alveo attuale del T. Stura di Lanzo può essere descritto come un sistema fluviale unicursale denominato "*wondering meandering*" (Maione & Brath, 1994), passante solo per brevissimi tratti ad un sistema ancora pluricursale o unicursale vero e proprio[28].

## 5.4 I bacini del Ceronda e Casternone

I bacini dei T. Ceronda e Casternone sono compresi tra le dorsali della Bassa Val di Susa e della Valle di Lanzo. Si estendono complessivamente su un'area di circa 177 kmq tra le quote altimetriche di 1650 m s.l.m. (M. Colombano) e 240 m s.l.m. alla sezione di chiusura, alla confluenza nel T. Stura di Lanzo.

La fisiografia dei bacini nella zona di testata è quella propria di un ambiente di media montagna, con versanti ripidi e copertura boscosa intervallata ad aree sterili per coltri detritiche e roccia affiorante. Il settore allo sbocco vallivo è caratterizzato da una morfologia articolata, riconducibile alla presenza di più corpi alluvionali terrazzati. In particolare, la valle del T. Ceronda, a Sud di Fiano, incide il margine occidentale del grande conoide alluvionale del T. Stura di Lanzo.

Il T. Ceronda ha origine dalla confluenza di alcuni impluvi alimentati da diverse sorgenti allineate ad una quota altimetrica di circa 1200 m e poste lungo le pendici del M. Driuna, M. Colombano e M. Lera, le cui linee di cresta delimitano il sottobacino. Si sviluppa per 23,4 km, sottendendo un bacino idrografico di 111 kmq. Nella zona di testata l'andamento del corso d'acqua è orientato all'incirca SW-NE, per poi compiere una brusca deviazione in prossimità di Fiano e disporsi secondo una direttrice N-S. Infine, dopo aver ricevuto le acque del T. Casternone,

[28] Il sistema "wondering meandering" è una tipologia derivata tipicamente da forma pluricursali a seguito della progressiva perdita dei canali alternativi soprattutto a causa di interventi legati all'occupazione del suolo ed allo sfruttamento delle portate idriche (canali) e solide (estrazione di inerti).

prosegue con una direzione all'incirca W-NW - E-SE sino alla confluenza con il T. Stura di Lanzo immediatamente a valle dell'abitato di Venaria.

Il T. Casternone nasce alle pendici meridionali del M. Arpone, a quote comprese tra 1100 m e 1300 m. circa. Si sviluppa per 15 km, e sottende un bacino idrografico di 56 kmq. Le sue acque, defluendo verso SE, attraversano l'abitato di Val della Torre, per proseguire quindi in Comune di San Gillio con un andamento ESE fino alla confluenza nel T. Ceronda, in Comune di Druento, ad una quota di 272 m. circa.

Sia il T. Ceronda che il T. Casternone sono caratterizzati da un alveo con morfologia unicursale, in cui tratti sub rettilinei si alternano ad altri sinuoso-irregolari. In alcuni tratti la notevole quantità di deposito alluvionale in alveo determina la formazione di barre, con creazione di rami multipli effimeri la cui attivazione è unicamente legata ad occasionali aumenti di portata. Durante le piene più significative si verifica con facilità l'asportazione delle barre pre-esistenti, con formazione di nuove strutture di deposito che modificano il locale aspetto dell'alveo ma non ne variano le caratteristiche complessive. Nella parte medio-terminale i torrenti incidono costantemente i propri depositi alluvionali.

## 5.5 I bacini della Dora Riparia, Chisone, Sangone, Lemina.

Il bacino della Dora Riparia ricade per il 90% della sua superficie in territorio italiano (circa 1.251 kmq 1,7% del bacino del Po), il resto in territorio francese. Di questi, l'87% ricade a sua volta in ambito montano.

Il fiume Dora Riparia percorre tutta l'asta valliva della Valle di Susa fino allo sbocco nella pianura torinese.

Il corso d'acqua trae origine da due rami: la Dora di Cesana e la Dora di Bardonecchia; la prima riceve i torrenti Thuras, Ripa e Piccola Dora, mentre nella seconda confluiscono i torrenti Melezet, Rho, Frejus e Rochemolles. I due rami confluiscono nella piana di Oulx, dove il corso d'acqua tende a divagare nella grande massa di detriti trasportati e depositati.

Nel tratto successivo la pendenza del corso d'acqua aumenta e l'alveo si fa più ristretto, sino ad assumere la conformazione di una stretta gola incisa nello sperone roccioso che sbarra la valle a monte di Susa. In questo tratto la Dora Riparia riceve in sinistra i torrenti Clarea, proveniente dal massiccio della Rocca d'Ambin, e Cenischia, emissario dei laghi del Moncenisio.

Dopo Susa la valle assume la forma caratteristica ad U, propria della sua origine glaciale, e si sviluppa in modo rettilineo in direzione est-ovest. Ad Avigliana la Dora Riparia riceve lo scarico dei due omonimi laghi posti sull'antico percorso del torrente Sangone e, ad Alpignano, si incunea tra le formazioni moreniche della collina di Rivoli prima di uscire nella piana torinese, formata dal suo antico conoide di deiezione.

Nel bacino sono presenti serbatoi di regolazione dei deflussi finalizzata alla produzione di energia idroelettrica.

Possiamo distinguere la Valle di Susa in tre segmenti: bassa Valle di Susa (da Susa allo sbocco in pianura), media valle (da Oulx a Susa) ed alta valle (a monte di Oulx).

L'attuale bacino della Valle di Susa comprende un esteso settore, alla testata, che originariamente apparteneva al versante occidentale della catena alpina e che è venuto a fare parte di quello orientale a seguito della sistematica migrazione dello spartiacque principale dall'interno verso l'esterno. Tale processo sarebbe avvenuto durante il Miocene. Nel Pliocene inf., analogamente alle altre valli alpine occidentali, la parte bassa della valle era ancora invasa dal mare. Il ritiro di quest'ultimo è stato seguito, nel Pliocene medio e nel Pleistocene inf., dalla deposizione della facies villafranchiana (ambiente da paludoso – costiero a fluviale).

I ghiacciai del Quaternario hanno cominciato la loro evoluzione a partire dalla superficie di accumulo dei sedimenti del Villafranchiano; il loro progressivo approfondimento erosionale ha portato alla riescavazione dell'incisione valliva in modo coassiale rispetto a quella originaria oligo – miocenica, con la totale o quasi asportazione della sequenza pliocenica, conservata però allo sbocco vallivo nel substrato dell'anfiteatro morenico di Rivoli – Avigliana. Le tracce del glacialismo sono ben conservate nelle forme e nei depositi presenti su entrambi i versanti del vallone di Susa.

Gli studi sull'anfiteatro morenico di cui sopra hanno comportato il riconoscimento di diverse fasi, protrattesi dal Pleistocene inferiore fino alla fine del Pleistocene superiore. Nel settore prossimale dell'anfiteatro le diverse unità appaiono in rapporto di modesto terrazzamento tra loro, mentre verso valle il rapporto passa gradualmente a quello di giustapposizione , il che determina la presenza, nel sottosuolo, di paleosuoli all'interfaccia tra unità successive.

Nel tratto distale dell'anfiteatro sono conservate le forme legate agli ultimi due eventi glaciali.

Il ghiacciaio della Valle Cenischia, importante valle tributaria della Valle di Susa in sinistra orografica, è stato l'unico a sopravvivere durante la fase più recente di avanzata dell'ultima glaciazione, giungendo con la propria fronte fino allo sbocco vallivo nell'anfiteatro di Rivoli - Avigliana. Il ghiacciaio della Valle di Susa ha così abbandonato il proprio fondovalle mantenendolo "sospeso" nei confronti del ghiacciaio della Val Cenischia (gradino di Gravere), il quale ha continuato il proprio approfondimento erosionale. I depositi glaciali in Val Cenischia sono presenti soprattutto in destra orografica. Il ghiacciaio della Val di Susa era quindi un tributario di quello della Val Cenischia. L'evoluzione quaternaria del bacino del Cenischia copre l'intervallo Pleistocene medio – Olocene. In particolare durante la fase di massima espansione dell'ultima glaciazione il ghiacciaio che occupava il bacino della media Valle di Susa aveva la propria superficie di appoggio ad una quota confrontabile con quella del ghiacciaio del Cenischia; solo durante

le fasi di ritiro, a seguito dell'approfondimento di quest'ultimo, il fondovalle segusino, non più percorso da un ghiacciaio, rimase sospeso rispetto all'altro.

Nell'intervallo di tempo in cui il fondovalle del tratto medio della Valle di Susa è rimasto sospeso, il corso d'acqua che possiamo definire la “paleo Dora Riparia” raccoglieva le acque della massa glaciale in ritiro e aveva un percorso diverso da quello attuale delle Gorge di Susa: le tracce di questo antico percorso sono rappresentate da un paleoalveo i cui prodotti di riempimento sono stati intersecati dalle Gorge di Susa. Nelle fasi finali dell'ostruzione del tratto medio valsusino ad opera del ghiacciaio principale si formò un lago proprio nelle Gorge di Susa cui seguì una fase di erosione dei depositi gladio – lacustri.

La Val Clarea, tributaria di sinistra della Valle di Susa in cui si immette poco a valle dell'abitato di Chiomonte, presenta un gradino di confluenza sensibilmente più elevato degli altri affluenti; nei depositi morenici che lo costituiscono sono sviluppate delle forme di erosione accelerata assenti nel resto dell'area. L'intero bacino idrografico mostra una spiccata asimmetria. Tutti questi elementi sono concordi tra loro e indicano: che il settore montuoso sul quale si è impostato il versante sinistro della Valle di Susa si è sollevato rispetto a quello di destra, che questo sollevamento non è stato uniforme, che la dislocazione in corrispondenza alla quale si è verificato il movimento corre approssimativamente lungo l'asse della Valle di Susa ed ha una componente trascorrente sinistrorsa.

L'episodio geomorfologico più recente che ha interessato il bacino segusino è la formazione di un esteso lago avutasi con l'inizio dell'ultimo ritiro glaciale, da San Antonino di Susa fino alla stratta morfologica di Alpignano. La “morte” di questo lago, conseguente sia al fenomeno di interrimento sia all'incisione della soglia (forra di Alpignano) iniziò ad avvenire all'incirca 12000 anni fa, nel Pleistocene superiore e proseguì nell'Olocene medio.

La sezione tipicamente ad “U” della Valle di Susa appare sostanzialmente simmetrica. I rapporti tra forme e depositi dei bacini tributari e quelli del bacino principale sono di due tipi:

- presenza di un gradino di confluenza della valle tributaria nella principale (valle sospesa), nei casi in cui li ghiacciaio principale è sopravvissuto a quello locale. È il caso di tutte le valli minori confluenti nella bassa Valle di Susa e nella Val Cenischia;
- assenza del gradino, nel caso in cui il ritiro di tutti i ghiacciai è stato contemporaneo. È il caso dei tributari del Sangone e dei ghiacciai laterali della valle Chisone.

Il bacino del T. Chisone si sviluppa nel settore centrale dell'arco alpino occidentale ed è delimitato verso Nord della cresta spartiacque dalla Valle Susa e verso Sud dalla vallata del T. Pellice in cui confluisce poco a sud-est di Pinerolo.

La vallata principale, percorsa dal T. Chisone, si sviluppa per circa 50 km dal M. Appenna allo sbocco in pianura, dapprima con andamento da S a N (Val Troncea e Valle del T. Chisonetto) quindi da SE a NO fino ad Usseaux, poi da NO a SE fino al gomito di Malanaggio e, infine, nel breve tronco terminale da O verso SE. Si hanno solo due affluenti laterali importanti ed entrambi in destra idrografica: il T. Germanasca e il T. Risagliardo (di sviluppo assai più ridotto del primo sia come bacino sia come lunghezza). La valle principale del Chisone può essere suddivisa in due tronconi :

- il primo, occidentale, va dalla testata della Val Troncea fino a Villaretto con andamento dapprima SO-NE e quindi NO-SE.
- il secondo, orientale, va da Villaretto allo sbocco in pianura con andamenti inizialmente da NO a SE e quindi, dopo il gomito di Malanaggio, da NO verso SE.

Il segmento occidentale è caratterizzato da una relativamente elevata energia di rilievo.

In generale i versanti possono essere suddivisi in due fasce di modellamento a diverso contrasto morfologico con il settore inferiore quasi sempre caratterizzato da versanti sensibilmente acclivi, spesso costituiti da pareti sub-verticali o fortemente inclinate, mentre il settore superiore presenta una generalizzata minore acclività.

Il fondovalle si presenta relativamente ampio, particolarmente a valle di Fenestrelle, e risulta in gran parte occupato da conoidi alluvionali. Il segmento orientale è caratterizzato da un generale minor contrasto morfologico e da una discreta ampiezza del fondovalle che si restringe considerevolmente qualche km prima dello sbocco in pianura.

Sul fondovalle sono conservati, soprattutto in sinistra idrografica, lembi più o meno continui di superfici terrazzate e conoidi di dimensioni rilevanti.

Il reticolato idrografico secondario è asimmetrico con un maggior sviluppo in lunghezza degli affluenti di sinistra, alle testate dei quali sono conservate forme di modellamento glaciale e periglaciale.

La Val Chisone non ha mai ospitato un ghiacciaio vallivo, ma solo una serie di ghiacciai legati alle valli tributarie; tale ipotesi appare coerente con il fatto che la valle è priva di una vera e propria testata. L'assenza di un ghiacciaio principale è poi confermata dalla presenza di un enorme paleoconoide di età pleistocenica media, all'altezza di Perosa Argentina, cioè circa 15 Km a monte dello sbocco in pianura del T. Chisone. Questo conoide veniva alimentato dai tributari di sinistra orografica e sbarrava l'intera sezione della valle; il suo corpo sedimentario è stato smembrato e dissecato solo in tempi relativamente recenti.

Nel tratto vallivo a valle di Perosa Argentina affiora localmente un potente complesso di depositi lacustri e fluvio – lacustri di età presumibilmente pliocenica – pleistocenica inferiore, coevi quindi con i depositi in facies villafranchiana presenti alla base dell'anfiteatro morenico di Rivoli – Avigliana. La presenza di depositi lacustri presso Fenestrelle coincide con la segnalazione di un'estesa frana (anni fa frane di questo tipo erano chiamate

paleofrane) sul versante sinistro della valle. Lo sbarramento causato dal materiale di frana sul fondovalle determinò la formazione di un bacino lacustre relativamente esteso (circa 2 Kmq). Lo studio dell'evoluzione tettonica recente dell'area permette di indicare tra le cause responsabili della frana l'attività dell'importante sistema di fratture Cenischia – Nizza che localmente rende gli ammassi rocciosi estremamente fratturati, unitamente alla componente data dalla deglaciazione. L'età della frana e di questa tipologia di frane (vedere frana di Sauze d'Oulx in Valle di Susa) appare essere post – glaciale. Nel caso della frana di Fenestrelle parliamo di dimensioni areali dell'ordine di circa 5 Kmq e di massi di dimensioni fino al centinaio di m3.

Anche la sezione trasversale della Val Chisone è simmetrica, il suo disegno è però assai svasato, in assenza di un modellamento glaciale ed è imputabile al carattere differenziale dell'erosione dei litotipi presenti. Il Chisone ha inciso la valle omonima inizialmente secondo un allineamento SE - NW sino a Usseaux e successivamente sino al gomito di Malanaggio secondo un allineamento orientato NW – SE per poi assumere nel breve tratto prima dello sbocco in pianura la direzione da ovest verso est.

In alcune zone della Val Chisone i rilievi sono caratterizzati da versanti molto acclivi caratterizzati dalla presenza di pareti subverticali.

La Val Germanasca, come detto sopra, è uno dei due affluenti del T. Chisone in destra idrografica, estesa dal Comune di Prali al Comune di Pomaretto. Essa è delimitata da rilievi che raggiungono mediamente altezze superiori a 2500 m. Il settore medio basso della depressione valliva è mediamente caratterizzato da un ridotto sviluppo in larghezza, ad eccezione del settore compreso tra Ghigo e Prali dove il fondovalle è relativamente largo, e risultano delimitati da versanti quasi sempre molto ripidi, spesso caratterizzati da pareti subverticali. Il contrasto morfologico tende a ridursi in corrispondenza delle testate dove i processi di esarazione legati al glacialismo hanno modellato ampie conche che talora ospitano laghi e che localmente sono colmate da depositi glaciali eterogenei. A quote superiori a 1800 m sono invece evidenti forme di accumulo legate ai processi periglaciali, costituite soprattutto da "*rock glacier*" e da nivomorene.

Nei segmenti vallivi mediani le tracce del modellamento glaciale sono state quasi completamente obliterate dai fenomeni di rimodellamento: solo localmente sono ancora riconoscibili forme di erosione costituite da rotture di pendenza o lembi di dorsali a sviluppo altimetrico subpianeggiante; la morfologia della valle è in questo tratto principalmente caratterizzata dalla frequente presenza di pareti rocciose incombenti sul fondovalle spesso direttamente prospicienti la strada provinciale 169.

Il bacino del T. Sangone ha un'estensione di circa 268 kmq e si sviluppa per una lunghezza di 48,195 km.

Il settore di valle è caratterizzato da una morfologia tipica da conoide di pianura, con andamento a unghia e frequenti irregolarità delle curve di livello, a evidenziare antichi alvei e rami secondari non più attivi. Attualmente il corso d'acqua percorre il settore destro del conoide, a ridosso dei cordoni morenici dell'anfiteatro di Avigliana - Rivoli. Tuttavia sono presenti rii secondari e bealere che testimoniano l'antico deflusso di alcuni rami del corso d'acqua nel settore centrale e destro del conoide stesso: è il caso del Rio Sangonetto (da non confondere con l'affluente montano T. Sangonetto) e della Bealera della Gamberana. A valle di Beinasco, dove si perdono le connotazioni tipiche dell'ambiente torrentizio in conoide e il corso d'acqua conserva da tempo un andamento monocursale, lungo la regione perifluviale si riscontrano minori tracce di divagazione, anche se queste sono spesso obliterate dall'urbanizzazione del territorio. Sono evidenti variazioni del tracciato in settori meandriformi, in particolare in destra orografica a monte di Nichelino e nel settore di confluenza con il Po (in entrambi casi tagli di meandro).

Il settore montano del bacino inizia con una gola stretta e profonda individuabile all'altezza di Trana. La valle si apre poi nuovamente a monte fino a raggiungere la larghezza massima all'altezza di Coazze. A monte di Coazze la vallata si stringe intorno al corso del Sangone, con versanti montani acclivi direttamente afferenti all'asta torrentizia.

Il bacino della Val Sangone mostra di avere ospitato un piccolo ghiacciaio locale, alla cui alimentazione concorrevano una serie di ghiacciai laterali. La loro evoluzione ha portato alla formazione di un piccolo anfiteatro intravallivo all'altezza di Coazze, attualmente in parte sepolto, in parte smantellato dall'erosione; pertanto si può affermare che il ghiacciaio della Val Sangone non giungeva fino allo sbocco in pianura e non ha interferito con il grande ghiacciaio segusino.

Tra le unità pliocenico – quaternarie completamente formate e non distinte in base al bacino di pertinenza possiamo citare i sedimenti carbonatici che affiorano sul versante meridionale del M. Rocciamelone e sul versante sinistro della Val Cenischia (Pliocene – Pleistocene sup.), in prossimità del M. Segurét, in corrispondenza dei principali contatti tettonici tra unità di margine continentale e unità oceaniche e tra coperture mesozoiche e basamento cristallino del Massiccio d'Ambin (Comba della Gorgia, Tre Croci). In particolare si tratta di brecce residuali, brecce detritiche, calciruditi, calcareniti, calcilutiti. Le brecce residuali sono associate a fenomeni di decementazione e di dissoluzione di corpi carbonatici o solfatici (marmi, gessi o anidriti) ubicati in prevalenza sui maggiori piani di taglio. Dunque fenomeni di carsismo, databili almeno al Pliocene, ma forse ancora in corso; il motivo della loro localizzazione in corrispondenza dei principali contatti tettonici è legato alla facilitazione del fenomeno carsico, dunque della circolazione delle acque, all'interno di masse rocciose intensamente fratturate e sminuzzate. Le brecce detritiche, i cui clasti sono in prevalenza calcarei e dolomitici, formano masse irregolari in generale rapporto di sovrapposizione o appoggio laterale con il substrato (Col des Acles, Comba della Gorgia). Entro alle brecce si osservano corpi di calciruditi, calcareniti e calcilutiti.

Altre unità pliocenico – quaternarie completamente formate e non distinte in base al bacino di pertinenza sono i depositi detritici affioranti alla testata dei tributari della Dora Riparia, sabbie e limi con stratificazione piano – parallela rinvenibili allo sbocco in pianura della Val Sangone (Pleistocene inf.), i depositi gravitativi, lacustri, palustri, travertinosi e di origine mista, ossia torrentizia e/o di valanga (Pleistocene sup., Olocene). I depositi travertinosi sono frequenti in Val di Susa (Le Selle, Gad d'Oulx), sopra Chiomonte, in Val Chisone si trovano a monte di Pragelato.

In particolare sono presenti estesi e numerosi accumuli gravitativi (le vecchie morene wurmiane, postwurmiane e recenti, nonché le cosiddette paleofrane) in Valle di Susa, in particolare in destra orografica, ma anche in prossimità dello spartiacque con le Valli di Lanzo, alla base delle pendici dell'Orsiera, tra Rocca Nera e Colle delle Finestre, a nord di Condove, nel bacino del T. Prebech, presso Sauze d'Oulx, accumuli della Testa del Mottas e di Pietra Grossa, accumuli di Eclause e del Papillon; in Val Cenischia presso Bard, in Val Chisone nella valle del Laux, tra Usseaux e Pourrières, a est di Depot, a Clos del Chardonnet, presso il Rif. Talvolta questi depositi sono associati ad estese frane per deformazione gravitativa profonda di versante. In particolare ciò si verifica in corrispondenza degli areali di affioramento dei calcescisti. Significativi a questo proposito sono gli accumuli di frana di Eclause, a monte della stretta di Serre la Voute in Val di Susa e del M. Blegier e Gran Serin in Val Chisone.

Abbiamo depositi di valanga alternati a depositi torrentizi e di colata detritica nel Comune di Condove e a Mompantero, depositi lacustri e palustri legati al colmamento di vecchie depressioni lacustri a Mattie, nei settori di testata dei bacini tributari della Dora impostati nel massiccio dell'Orsiera- Rocciavré e nell'Albergian.

Tra le unità pliocenico – quaternarie completamente formate e distinte in base al bacino di pertinenza abbiamo, in Val Sangone:

- l'Allogruppo di Fornello, testimonianze di un importante episodio deposizionale di natura fluviale nel Pleistocene inf. (il vecchio Diluvium);
- l''Allogruppo di Coazze, depositi glaciali e fluvio – glaciali (Pleistocene sup.). La deposizione di questi sedimenti è connessa allo sbarramento dello sbocco della Val Sangone da parte del ghiacciaio della Valle di Susa – Cenischia; lo sbarramento provocò la formazione di un livello di base locale che controllò per molto tempo l'evoluzione geomorfologica della Val Sangone.

Porzioni di piccole cerchie, soglie glaciali e laghetti intermorenici sono ben riconoscibili nelle vallecole tributarie del Sangone. L'evoluzione del bacino del Sangone si chiude con un episodio fluviale, caratterizzato da depositi ghiaiosi in matrice sabbioso – limosa e sabbie limose (Allo formazione di Ponte Pietra). Tra le unità pliocenico – quaternarie completamente formate e distinte in base al bacino di pertinenza abbiamo, in Val Chisone:

- l'Alloformazione di Roreto, depositi di conoide del Pleistocene medio.

Tra le unità pliocenico – quaternarie completamente formate e distinte in base al bacino di pertinenza abbiamo, in Val Cenischia:

- l'Allogruppo di Bennale, depositi glaciali del tipo *diamicton matrix supported*, connessi ad una prima fase di espansione glaciale (Pleistocene medio);
- l'Allogruppo del Moncenisio, costituito da depositi glaciali connessi ad una seconda fase di espansione glaciale (Pleistocene superiore). In particolare si possono fare delle correlazioni tra questa fase e quella di massima espansione dell'ultima glaciazione (cerchie maggiori dell'anfiteatro morenico di Rivoli – Avigliana). All'interno dell'allogruppo sono riconoscibili depositi legati ai vari ambienti di sedimentazione glaciali: scaricatori, bacini marginali, a ridosso dei versanti (*kame*), allo sbocco delle valli tributarie minori, i *till* legati alla lenta fusione di masse glaciali.

In Val Cenischia sono riconoscibili le varie forme glaciali soprattutto i terrazzi e le rotture di pendenza (ripiano sul quale sorge l'abitato di Moncenisio), inoltre si ritrovano till nei dintorni del Lago Piccolo del Moncenisio.

Tra le unità pliocenico – quaternarie completamente formate e distinte in base al bacino di pertinenza abbiamo, in Val di Susa:

- l'Allogruppo di Clot Sesiàn, *till* la cui provenienza è riferibile soprattutto al massiccio d'Ambin, di età probabile Pleistocene medio;
- l'Allogruppo di Salbertrand, diamicton, *till* riconducibili al Pleistocene superiore;
- l'Allogruppo di Santo Stefano (Pleistocene sup.), affiorante a Giaglione, costituito da sedimenti fluviali ghiaiosi e ghiaioso – sabbiosi, stratificati e ben cementati, da depositi lacustri.

Tra le unità pliocenico – quaternarie completamente formate e distinte in base al bacino di pertinenza si possono raggruppare in un'unica unità, il Complesso dei bacini tributari, tutti i depositi legati ai vari bacini tributari della Dora Riparia, del Chisone e del Sangone, intendendo sedimenti di natura glaciale, fluvio – glaciale, glacio – lacustre, fluviale, da *debris flow*, databili al Pleistocene sup. – Olocene.

Tra le unità in formazione sono state riconosciute quelle non distinte in base al bacino di pertinenza e tuttora in rapporto diretto con l'agente (corso d'acqua, ghiacciaio, nicchie di frana…) dal quale hanno preso origine: dunque ne fanno parte i depositi fluviali (ghiaie, sabbie, limi) dei fondovalle delle Valli di Susa, Chisone, Sangone, Cenischia (specie presso Bard), i sedimenti torrentizi associati ai conoidi alluvionali (valle della Rho, valle del Fréjus, valle del T. Rochemolles, Pian del Colle e Les Arnauds in Valle Stretta), i travertini associati a sorgenti e zone di risorgiva (dintorni di Mattie, versante sinistro della Val Cenischia, zona di Gad, Fràis – vallone di Comba Scura), i depositi di origine mista (da colata detritica, da valanga, torrentizi (diamicton a matrice sabbiosa) presenti alla testata dei bacini

del Massiccio Orsiera – Rocciavré, nei bacini del T. Merdarello e del T. Claretto (tributari del Cenischia), nella valle di Rochemolles, i depositi gravitativi recenti (Gran Bosco, Cassas, Grangia Ruine, Grangia Jeunchatre, sul versante sud-occidentale del M. Jafferau in Val di Susa, Comba Mendie, Rif, versante nord del M. Albergian in Val Chisone), i detriti di falda, questi ultimi dislocati preferibilmente lungo le porzioni sommitali dei versanti vallivi, le coltri eluvio – colluviali, *matrix supported*, a prevalente matrice argilloso – limosa, i depositi glaciali recenti ed attuali, i depositi lacustri e di torbiera che costituiscono il parziale riempimento del fondo di alcune delle depressioni allungate che articolano lo spartiacque tra le valli di Susa e Chisone.

Il fondo della Val Chisone è per lunghi tratti articolato da ripiani rimodellati in depositi fluviali di bassa energia, costituiti da sabbie e sabbie ghiaiose, formatesi in seguito a sbarramenti vallivi: da citare le superfici sulle quali sorgono Pragelato e Pourrières, poste rispettivamente a monte dell'accumulo del Clos del Chardonnet (staccatosi dalle pendici del M. Albergian) e dall'imponente fenomeno gravitativo del Laux.

Anche la Val Lemina è di origine glaciale, come testimoniato dall'alto terrazzo costituito da depositi fluvio – glaciali presente in Comune di San Pietro Val Lemina. Il bacino del T. Lemina è compreso tra la Val Chisone, a sud, la Val Noce e il Rio Torto a nord, tributari di destra del T. Chisola. Esso si estende su una superficie complessiva di 79,39 kmq, mantenendo un andamento Nord-Sud dalla testata fino a Pinerolo, dove un'ampia curva verso sinistra determina un deciso cambiamento di direzione, che diventa Est-Ovest lungo tutta la parte di pianura.

Dal punto di vista geomorfologico la valle presenta un profilo trasversale marcatamente asimmetrico, infatti, il versante idrografico destro è decisamente più esteso rispetto al sinistro. Inoltre, la dorsale che costituisce la linea di spartiacque destra si colloca a quote decisamente maggiori rispetto a quelle della linea di displuvio che delimita il versante sinistro. Questa particolare conformazione, fa sì che i principali apporti laterali siano legati ai tributari di destra che di norma presentano un maggior grado di gerarchizzazione rispetto a quelli di sinistra.

Nella parte alta del bacino montano, generalmente, i versanti sono piuttosto ripidi. Di norma in questo settore il fondovalle è piuttosto stretto ed incassato; costituiscono un'eccezione alcuni brevi tratti in corrispondenza dei quali il fondovalle si amplia sensibilmente. Nella parte media e bassa del bacino montano il profilo trasversale della valle si amplia progressivamente e sul fondovalle è presente una piana alluvionale recente.

Il settore di pianura del bacino presenta una conformazione alquanto monotona, infatti, il torrente è caratterizzato da un alveo di tipo unicursale poco inciso. Lungo gran parte del tratto di pianura il T. Lemina è caratterizzato da un andamento piuttosto rettilineo. A tal proposito è verosimile ritenere che tale conformazione sia riconducibile ad interventi antropici di rettificazione dell'alveo realizzati negli scorsi secoli nell'ambito delle attività agricole condotte nella pianura circostante.

Infine, nel tratto terminale, il torrente mostra una certa tendenza a meandrizzare ed è generalmente caratterizzato da una sezione di deflusso minore rispetto a quella del tratto a monte.

## 5.6 Il bacino del Chisola

Il bacino del T. Chisola ha un'estensione di circa 360 Kmq ed è modellato quasi interamente su formazioni superficiali di età quaternaria, costituite prevalentemente da depositi alluvionali; solo nei settori posti a nord-ovest di Piossasco e di Cumiana affiora il basamento cristallino costituito da ortogneiss e micascisti riferibili alla Zona del Dora Maira e da metabasiti associate a metaultramafiti riconducibili alla Zona Piemontese.

Dal punto di vista geomorfologico si distinguono tre settori: a) il settore di affioramento del basamento cristallino, caratterizzato da valori di acclività superiori al 20%; b) il settore di fondovalle, caratterizzato da valori di pendenza molto bassi; c) il settore di raccordo tra il fondovalle alluvionale e rilievi pedemontani, con valori di acclività moderati e costanti, compresi tra il 10% ed il 20%.

Il bacino comprende l'asta del T. Chisola ed i suoi affluenti, fra i quali si citano: il Rio Sangonetto, il T. Noce, il Rio Torto, il Rio Essa ed il T. Oitana. Il reticolo idrografico secondario è costituito invece da canali irrigui e bealere, molti dei quali traggono origine da opere di derivazione dallo stesso T. Chisola.

## 5.7 Il bacino del Pellice

Il bacino del T. Pellice occupa il settore Sud Ovest della Città metropolitana di Torino; la parte occidentale, che ha carattere prettamente montuoso, coincide con il segmento settentrionale delle Alpi Cozie, mentre quella orientale con la pianura pinerolese e parte di quella torinese.

Il bacino del T. Pellice ha un'estensione di circa 960,5 kmq e si sviluppa da una quota di 3280 m s.l.m. in corrispondenza del Monte Rognosa, a circa 240 m s.l.m. alla confluenza con il F. Po.

Il bacino comprende le aste del T. Pellice dalla sua origine alla confluenza con il F. Po e degli affluenti principali (T. Chisone, T. Luserna, T. Angrogna). Lungo tutto il suo corso, il T. Pellice è affiancato da una fitta rete idrografica minore e artificiale costituita da canali e bealere di dimensioni anche rilevanti.

Esso ha origine dalle pendici del Monte Granero (2387 m s.l.m.) e attraversa con direzione Sud-Nord il pianoro del Pra alla fine del quale, dopo una brusca svolta, discende verso valle assumendo una direzione Est-Ovest, che mantiene costante fino alla confluenza nel Po. È caratterizzato da un tratto montano a forte acclività, contraddistinto da un'asta fluviale a regime torrentizio e da una dinamica fluviale che si esplica principalmente attraverso l'attività erosiva di fondo e di sponda. Si distingue poi un tratto intermedio, a minor pendenza, che presenta alveo ristretto, ed in cui l'attività prettamente erosiva e di trasporto si alterna ad un'attività deposizionale. È presente un tratto di pianura, caratterizzato da una sensibile diminuzione della pendenza e, quindi, da un notevole aumento dell'attività deposizionale; all'interno dell'alveo, molto più ampio che nei tratti precedenti, si formano barre e isole, e la tendenza alla divagazione del canale di deflusso attivo determina una forte erosione di sponda. Nel tratto più terminale il T. Pellice assume carattere prettamente meandriforme.

La Val Pellice, anch'essa di origine glaciale, conserva i resti di un anfiteatro morenico, perlopiù sepolto sotto i sedimenti della pianura pinerolese, nella zona di Bibiana. La valle si allarga considerevolmente nella zona di Luserna San Giovanni per poi restringersi considerevolmente all'altezza di Bibiana e infine aprirsi di nuovo verso la piana di Cavour. Altri segni e testimonianze della presenza di un antico ghiacciaio sono dati dallo sbarramento, costituito da materiale di origine glaciale, che costringe l'attuale corso del Rio Chiamogna ad una brusca deviazione verso est, tra Bricherasio e Osasco, unitamente alla presenza di terrazzi di origine glaciale.

## 5.8 I bacini dell'Orco e Soana

Il bacino dell'Orco ha una superficie complessiva di circa 910 kmq, di cui il 78% in ambito montano e il 22% in pianura; circa 11 kmq sono occupati da ghiacciai.

Il torrente Orco scorre sul versante meridionale del massiccio del Gran Paradiso, di cui raccoglie i deflussi; esso trae origine dal Lago Rossett e ha un percorso vallivo di circa 50 km, profondamente inciso tra pareti rocciose. Quindi il percorso si sviluppa nella pianura canavesana per circa 40 km, fino alla confluenza nel Po in prossimità di Chivasso.

Nel bacino dell'Orco sono presenti serbatoi di regolazione a carattere stagionale o settimanale; essi operano una regolazione dei deflussi ai fini della produzione di energia idroelettrica.

In pianura, nella regione fluviale, nel tratto compreso tra Cuorgnè e la confluenza in Po a Chivasso, va rilevato il caratteristico assetto insediativo, distribuito a una certa a distanza dall'asta fluviale, con i vari centri attestati al di sopra del marcato orlo di terrazzo, motivato anche dal carattere fortemente torrentizio del corso d'acqua, connotato da pericolose piene autunnali e primaverili e da un alveo poco inciso rispetto ai territori circostanti. Il carattere predominante della pianura è rappresentato dalla significativa naturalità del territorio che, grazie a una moderata pressione antropica e a una ridotta infrastrutturazione, si è mantenuta largamente intatta, pur non esistendo alcun provvedimento normativo di tutela specifica.

La valle Soana ha un assetto morfologico che la vede snodarsi tra versanti montuosi ripidi fino alla sommità presso Campiglia e Piamprato dove le prospettive si aprono in corrispondenza a pianori e conche posti sotto il massiccio del Monte Rosa dei Banchi. Ambedue le vallate hanno sviluppato nei secoli una ridotta attività estrattiva, per nulla paragonabile a quella che si sviluppò sul versante valdostano.

La valle Sacra, esterna al contesto vallivo delle valli del Gran Paradiso e facente invece storicamente e morfologicamente parte dell'area prealpina del Canavese, risulta fortemente insediata (centri storici principali Colleretto e Castelnuovo Nigra).

La caratterizzazione del bacino in rapporto al trasporto solido nell'asta principale è definita dai seguenti elementi:

- la quantità di sedimenti mediamente prodotta dal bacino montano in funzione delle specifiche caratteristiche geologico-geomorfologiche e climatiche;
- la capacità media di trasporto solido dell'asta principale in funzione delle caratteristiche idrologiche, geometriche, granulometriche del materiale d'alveo e idrauliche.

Il bacino si colloca su valori elevati di erosione, come per altro illustrato dal valore di erosione specifica rispetto a quello medio a scala di intero bacino pari a 0,12 mm/anno.

Le caratteristiche di insieme di natura morfologica e idraulica sono di seguito sinteticamente elencate.

Nel primo tratto, da Ceresole Reale a Noasca, subito a valle del lago, il torrente Orco ha un alveo ampio, con andamento ad anse; successivamente scorre incassato fra pareti rocciose sub-verticali fino a valle di Pianchetti, dove il fondovalle si amplia nuovamente.

Nel tratto da Noasca a Locana l'alveo scorre poco inciso e, in alcuni tratti, quasi a livello del piano campagna, con tronchi soggetti a deposito di sedimenti grossolani, in particolare nelle zone di ampliamento del fondovalle; a valle di Rosone l'alveo si amplia ulteriormente fino a Bottegotto e proseguendo verso Locana è sistemato con opere di difesa su entrambe le sponde.

Nel tratto da Locana a Pont Canavese l'alveo scorre alternativamente addossato ai versanti destro e sinistro, assumendo un andamento pseudomeandriforme con tratti di tipo ramificato. Tra Locana e il bivio per Gascheria è molto largo, con grandi quantità di materiale lapideo di grosse dimensioni di recente deposizione. Nei pressi di Pont

l'alveo si amplia ulteriormente; nel corso degli eventi alluvionali del 1993 e del 2000 ha dato luogo ad accentuati fenomeni di divagazione, con deposito di grandi quantità di materiale.

Da Pont a Cuorgnè il torrente ha sezione assai ampia, caratterizzata da grandi accumuli di materiale grossolano derivanti dagli ultimi eventi alluvionali.

Nel tratto Cuorgné-Rivarolo Canavese l'alveotipo è sinuoso, a tratti subrettilineo, con presenza diffusa di barre longitudinali e laterali, estremamente irregolare, con larghezza continuamente variabile. Le sponde sono interessate da fenomeni erosivi pressoché continui sia in destra che in sinistra; da Cuorgnè alla confluenza del torrente Soana la sezione d'alveo denuncia la mancanza di un vero e proprio assetto. In prossimità di tale confluenza sono presenti tre traverse che influiscono sulle caratteristiche idrauliche dell'alveo. L'assetto attuale rappresenta l'evoluzione da una morfologia pluricursale riscontrabile nella cartografia storica; la disattivazione dei rami secondari, per progressiva tendenza alla canalizzazione, e il verosimile abbassamento del profilo di fondo dell'alveo principale, hanno determinato una sensibile riduzione di larghezza dell'alveo.

Nel tratto Rivarolo Canavese-S. Benigno Canavese l'alveotipo è sinuoso, con caratteri pluricursali e presenza di rami secondari, separati da quello principale da isole stabili parzialmente vegetate. Si rilevano abbassamenti generalizzati del fondo alveo, maggiormente evidenti in prossimità dei ponti di S. Benigno - Foglizzo e dell'autostrada A5. Le sponde sono interessate da fenomeni erosivi pressoché continui, sia in destra che in sinistra, localmente molto intensi. Le opere di difesa spondale, costituite generalmente da massi e pietrame, risultano dissestate a tratti, come pure le opere di stabilizzazione del fondo, in prossimità dei ponti stradali di Feletto e di S. Benigno Canavese e autostradale di Foglizzo, anch'esse in massi e pietrame. In tutto il tratto si rileva una frequente presenza di laghi di cava di piccole dimensioni nelle aree golenali. Rispetto alle condizioni morfologiche precedenti, documentate dalla cartografia storica, l'alveo inciso ha subito un significativo restringimento, in relazione alla progressiva trasformazione di barre laterali in settori spondali stabili, e un abbassamento del profilo di fondo. Si ha inoltre la frequente presenza di rami secondari disattivati, individuabili in golena come forme relitte di una morfologia pluricursale pregressa.

Nel tratto S. Benigno Canavese-confluenza Po (Chivasso) l'alveo è sinuoso, a tratti meandriforme, con larghezza variabile; abbassamenti del fondo sono particolarmente evidenti in prossimità del ponte autostradale di Chivasso. Le sponde sono interessate da fenomeni erosivi pressoché continui, anche di notevole intensità, sia in destra che in sinistra. Le opere di difesa spondale risultano sporadiche. Non si osservano rilevanti variazioni delle caratteristiche morfometriche dell'alveo.

Nel tratto intermedio e superiore, la localizzazione e tipologia delle forme relitte evidenzia un andamento pregresso dell'alveo molto più ramificato dell'attuale, mentre nel tronco prossimo alla confluenza nel Po la presenza di forme relitte è meno significativa.

Le variazioni altimetriche del fondo alveo non sono valutabili in dettaglio per l'assenza di sezioni rilevate in differenti periodi; tuttavia la variazione degli indici morfometrici, oltre alla presenza diffusa di forme relitte recentemente disattivate, evidenzia una generale tendenza alla canalizzazione, più marcata del tratto superiore e intermedio (dallo sbocco in pianura fino al ponte dell'autostrada Torino-Aosta), confermata anche dallo scalzamento di difese e pile dei ponti. Solo localmente si osservano, in controtendenza, fenomeni di sovralluvionamento.

I diversi litotipi che caratterizzano le unità tettoniche delle Valli Orco e Soana presentano forti contrasti di competenza che ne condizionano l'espressione morfologica. Le masse ofiolitiche appaiono le più resistenti all'erosione, i calcescisti sono caratterizzati da maggiore erodibilità e la loro espressione morfologica risulta decisamente meno aspra rispetto a quella offerta dagli altri litotipi afferenti al Dominio Piemontese.

Esempi di morfogenesi gravitativa sono molto diffusi in Valle Orco dove vaste porzioni di versante sono in lenta deformazione (Locana , Loc. Rosone), innumerevoli sono le falde e i coni detritici, o misti per contributo delle valanghe. I processi morfodinamici indicati sono tuttora attivi specie negli areali di affioramento dei calcescisti. In particolare, nell'alta Val Soana viene segnalata la diffusione di estesi fenomeni gravitativi, responsabili dell'obliterazione delle tracce del modellamento glaciale per un esteso tratto. Localmente, a monte di Valprato Soana, l'ostruzione dell'originario fondovalle connessa con la presenza dell'accumulo ha determinato la formazione di un bacino lacustre con superficie di circa 1 Kmq, attualmente colmato, evidenziato dall'esistenza di un ampio fondovalle pianeggiante: i depositi lacustri corrispondenti sono sepolti da accumuli gravitativi successivi e da estesi conoidi alluvionali e/o di valanga. L'osservazione di una corrispondenza nicchie di distacco – sistemi di fratture afferenti al substrato roccioso, permette di ipotizzare una relazione genetica tra l'evoluzione tettonica recente e le principali frane.

In linea di massima l'azione modellatrice dei ghiacciai resta confinata alla testata delle valli. Diffusissime sono le forme legate alle acque correnti superficiali, i conoidi alluvionali in primo luogo, nonché le forme legate al modellamento glaciale.

All'interno della valle principale dell'Orco e delle valli tributarie si rinvengono, a vari livelli, depositi più o meno caotici di ghiaie, ciottoli, blocchi immersi in matrice sabbioso – limosa. Questi accumuli eterometrici sono l'espressione delle varie fasi di ritiro delle pulsazioni glaciali.

Oggi le valli affluenti della Valle di Locana sono caratterizzate da un profilo a “V”, per effetto dell'incisione operata dalle acque di scorrimento che ha obliterato l'originaria morfologia glaciale ad “U” Si nota anche una fase posteriore alle glaciazioni durante la quale è avvenuto il ritiro dei ghiacciai; a questo fenomeno corrisponde l'instaurarsi di un regime di rilascio tensionale e quindi di una dinamica di tipo gravitativo con formazione di falde, coni detritici.

Contemporaneamente si ha ringiovanimento dei rilievi, legata ad una dinamica di tipo torrentizio con processi di erosione e trasporto, formazione dei conoidi alluvionali, erosione dei versanti più acclivi delle porzioni superiori dei bacini.

## 5.9 Il bacino del Malone

Per la delimitazione del bacino montano del T. Malone si prendono in considerazione anche i settori di pertinenza dei torrenti Fandaglia, Levone e Viana, che sono i principali affluenti del Malone.

La testata del bacino del T. Malone è impostata all'interno della Zona Sesia-Lanzo, dove affiorano i micascisti eclogitici; spostandosi verso sud-est, nei pressi dell'abitato di Levone, affiorano invece i litotipi riferibili alla Zona del Canavese, che comprendono scisti arenacei, calcari grigi, brecce granitiche e calcari dolomitici.

Le coperture quaternarie presenti nella parte alta del bacino consistono prevalentemente in depositi eluviali ed eluvio-colluviali soggetti a fenomeni di fluidificazione in occasione di eventi piovosi eccezionali; allo sbocco vallivo, invece, le coperture sono rappresentate in prevalenza da detrito di falda.

I settori pianeggianti del bacino del T. Malone sono interposti tra le estese conoidi fluvioglaciali del T. Orco (in sinistra idrografica) e del T. Stura (in destra idrografica); si tratta di aree caratterizzate da modeste ondulazioni che si sviluppano parallelamente al reticolo idrografico attuale. Dal punto di vista stratigrafico questi depositi presentano, in superficie, materiali limoso-sabbiosi con subordinato scheletro ciottoloso, che diventa predominante poco oltre il metro di profondità dal piano campagna.

## 5.10 I bacini delle Colline di Torino e del Chierese

La rete idrografica dell'area in oggetto presenta marcate differenze in funzione delle caratteristiche del bacino. Sono distinguibili due direzioni principali di drenaggio secondo l'asse N-S con collettori finali di raccordo al Po in direzione E-O.

Il settore settentrionale dell'area è costituito dalle Colline di Torino ed è drenato da una rete idrografica abbastanza fitta, con rami subparalleli orientati principalmente secondo la direzione NO-SE fino a riunirsi nei collettori finali (Tepice e Banna inferiore) diretti verso Ovest a raggiungere il Po.

Lo spartiacque principale delle colline inizia dal Po e attraversa la città di Moncalieri, secondo la sua maggiore lunghezza, poi si innalza regolarmente fino a formare un'ampia e poco profonda sella tra Moncalvo e il Bric della Maddalena (715 m s.l.m.), da qui lo spartiacque si mantiene elevato e raggiunge il Bric della Croce (712 m s.l.m.) per abbassarsi poi gradualmente lungo la sella dell'Eremo di Pecetto (621 m s.l.m.).

Per quanto riguarda la geomorfologia l'aspetto più caratteristico è rappresentato dalla notevole diversità dei due versanti maggiori: quello a Nord-Ovest verso Torino e quello a Sud-Est verso Chieri. La prima differenza è la diversa inclinazione: mentre il versante Sud-Est degrada dolcemente verso la depressione astigiana, quello nord-occidentale si presenta con pendenze più marcate e ripide, valli corte e profondamente incise. Ciò è spiegabile considerando la forza erosiva del Po al piede della collina che tendeva ad accorciare la distanza tra lo spartiacque originario e la base del versante. La seconda differenza è rappresentata dal reticolato idrografico: i due versanti hanno all'incirca lo stesso numero di corsi d'acqua principali ma su quello settentrionale gli affluenti sono più numerosi. Questo implica una maggiore densità di drenaggio accompagnata da una struttura evolutiva idrografica vicina a una situazione conservativa (maturità evolutiva).

La differenza principale nel reticolo idrografico collinare è la pendenza, ma spesso entrano in gioco motivi geologici. La disposizione degli strati è particolarmente significativa per la stabilità del terreno. Gli strati a reggipoggio, caratteristici del versante Sud, resistendo maggiormente, conferiscono al percorso dei torrenti un caratteristico andamento a piccole dighe e ciò limita la velocità di flusso e la conseguente erosione. Queste caratteristiche, più la maggiore esposizione al sole, fanno del versante meridionale una scelta insediativa migliore, come si può constatare dal numero di siti abitativi, antichi e attuali, sviluppatisi su di esso.

Nonostante la relativa maturità, i corsi d'acqua del versante settentrionale presentano un regime più spiccatamente torrentizio con capacità erosiva maggiore (generalmente nel periodo delle piene). All'erosione degli alvei da parte dei torrenti fanno spesso seguito frane delle sponde, e successivamente dei versanti fluviali. L'entità di tali smottamenti varia notevolmente da valle a valle, ma nell'insieme questi eventi comportano uno sviluppo urbanistico minore per quanto riguarda veri e propri centri abitati. Questi caratteri infatti non si riscontrano sul versante meridionale, dove, pur essendo le portate acquee paragonabili a quelle dell'altro versante, l'erosione è minore anche nelle piene, l'alveo dei torrenti è più stabile e le frane più rare.

Nei territori di pianura i segni più evidenti delle numerose alterazioni antropiche presenti sono riscontrabili:

- nei corsi d'acqua dell'area chierese dove numerosi tronchi d'alveo non corrono lungo la generatrice più depressa del fondovalle, bensì lungo percorsi a quota più elevata per soddisfare i bisogni dell'irrigazione e dell'alimentazione di mulini oggi totalmente scomparsi;

- nella rete compresa fra il tronco inferiore del Banna e il Po dove sono avvenute sostanziali modificazioni comportanti l'inserimento di tronchi di canale per il trasferimento della portata ai punti che un tempo erano sede di mulini. La zona di pianura risulta da sempre esposta alla sommersione sia per la sua posizione depressa rispetto al settore collinare, sia per la difficoltà di convogliamento che caratterizza gli alvei che l'attraversano.

I corsi d'acqua che scorrono sul cosiddetto Altopiano di Poirino, individuato da un'area ai cui vertici sono situati gli abitati di Moncalieri, Chieri, Buttigliera, Montà, Ceresole e Carmagnola, sono “nati”, geologicamente parlando, pochissimo tempo fa e questa circostanza fa sì che gli stessi non abbiano ancora raggiunto una condizione di equilibrio dinamico con il territorio di cui raccolgono e drenano le acque; in altre parole gli alvei entro ai quali scorrono sono in parte prevalente così poco delineati da essere di norma sufficienti a contenere solo le portate normali ed a dar luogo a fenomeni di tracimazione non appena queste vengono superate.

La situazione risulta, in particolare in alcuni settori di importanza strategica (Chierese, Villanova, settore tra Santena e confluenza Po) aggravata da una notevole artificializzazione (nel senso di modificazioni della rete idrografica) e antropizzazione (nel senso di interferenze tra assetto idraulico ed insediamenti o infrastrutture) del reticolato stesso. La conformazione stessa del bacino comporta una concentrazione di portate lungo il torrente Banna, il maggiore corso d'acqua dell'area che nasce in Provincia di Asti e confluisce nel Po in Comune di Moncalieri. In particolare gli afflussi idrici si concentrano nel tratto compreso tra Poirino e Santena, in cui confluiscono i contributi contemporanei del torrente Rioverde, del rio Santena e della porzione di monte del torrente Banna; a valle di Santena, a questi apporti si uniscono quelli del torrente Stellone e, anche se attualmente non direttamente, quelli del bacino del torrente Tepice, le cui acque di esondazione si uniscono a quelle del torrente Banna.

Per quanto riguarda l'evoluzione nel Quaternario delle Colline di Torino e degli adiacenti settori del Monferrato e dell'Altopiano di Poirino, quest'ultimo delimitato da scarpate di terrazzo molto evidenti, gli studi hanno messo in evidenza come i depositi pleistocenici fossero inizialmente caratterizzati da un rilievo molto modesto e da un reticolo idrografico con stile e direzione di drenaggio profondamente diversi da quello attuale: il bacino di alimentazione di questo reticolo, a cui sono appunto legati i depositi affioranti in queste aree, era di dimensioni assai vaste e corrispondeva all'intero bacino piemontese meridionale. Questa situazione indica il deflusso di un importante collettore ad andamento E-W nel Pleistocene sup., il cui corso d'acqua principale è dato dal paleoalveo del Tanaro, che confluiva nel Po non lontano da Carmagnola. Oggi il Tanaro confluisce nel Po nella pianura alessandrina e non drena affatto il territorio della Città metropolitana di Torino.

Durante l'Olocene avvenne la diversione del reticolo idrografico che fino alla fine del Pleistocene aveva drenato l'area. Il collettore del bacino piemontese meridionale, infatti, abbandona la sua direttrice di drenaggio est-ovest attraverso altopiano di Poirino e Astigiano e assume l'attuale direzione verso nord (il corso attuale del fiume Po) per poi proseguire verso NE a lambire il margine settentrionale delle TH e del Basso Monferrato.

A seguito di tale complessa successione e interferenza di eventi, all'incirca 40.000 anni fa l'attuale Altopiano di Poirino, il cui asse era da allora iniziato ad essere debolmente inclinato verso Ovest, è venuto a configurarsi improvvisamente come un settore di pianura privo di sistema di drenaggio; su di esso erano diffuse situazioni morfologiche che potremmo definire “meandri incastrati abortiti”. Il progressivo sollevamento relativo del margine meridionale dell'altopiano di Poirino ha comportato un approfondimento della rete idrografica locale, con formazione dapprima di scarpate e superfici terrazzate (del tipo riconoscibile nel settore intermedio, appena a monte di Isolabella, ad esempio) e successivamente di veri e propri rilievi collinari all'altezza di Cellarengo e Pralormo.

Come sopra accennato, il reticolo idrografico oggi presente ha caratteristiche del tutto diverse da quello del Pleistocene: ha portate modeste e discontinue, pendenze rilevanti ed è così organizzato: i collettori drenano verso ovest nell'area corrispondente al versante meridionale delle Colline di Torino e all'altopiano di Poirino (T. Banna, affluente del Po tra La Loggia e Moncalieri), verso est nel settore del versante meridionale del Monferrato e dei rilievi dell'Astigiano. Gli affluenti ascrivibili al reticolo idrografico minore drenano verso sud nell'area settentrionale (a nord del Banna, ad esempio), verso nord nell'area meridionale.

L'evoluzione del rilievo che ha coinvolto le Colline di Torino e il Monferrato, determinata dalla neotettonica quaternaria, è responsabile della graduale evoluzione del reticolo idrografico fino alla configurazione odierna, con un bacino di alimentazione assai più modesto che corrisponde solo a parte del settore collinare.

Lungo le depressioni drenate sembrano concentrarsi gli allagamenti localizzati provocati dalle tracimazioni della rete idrografica secondaria in concomitanza con eventi meteorici importanti, rete secondaria che risulta quasi completamente artificializzata a scopi prevalentemente irrigui.

Un discorso particolare meritano i rii che attraversano l'abitato di Carmagnola. Questi (Gora di S. Giovanni, rio di Moneta, rio di Ceresole, che si uniscono in corrispondenza dell'abitato, ed a valle prendono il nome di Gora del Molino Nuovo, Gora di Moneta e Gora del Naviglio Nuovo), sebbene impostati lungo il paleoalveo del Tanaro, risultano frutto di antichi interventi di canalizzazione per alimentare i mulini posti a valle, fino ai settori di Villastellone e Moncalieri, e sono quindi completamente artificiali. Inoltre in corrispondenza dell'abitato sono coperti, e possono quindi creare problemi in caso di intasamenti.

# 6 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI


C. Marco (1892): Studio geologico dell'anfiteatro morenico di Ivrea.
Gabert (1962): Les plaines piemontaises entre la Stura de Demonte et le cone de la Doire Ripaire.
P. Baggio (1965): Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s.s. nella zona di Montalto Dora (Ivrea).
P. Vialon (1967): Quelques remarques sur l'étude géologique du massif cristallin Dora – Maira et de ses abords.
F. Carraro, F. Petrucci (1969): Carte géologique de la plane du Piémont.
Carta Geologica d'Italia (1969). F. 68 Carmagnola. Scala 1:100.000. Note illustrative.
F. Petrucci (1969): rilevamento geomorfologico dell'anfiteatro morenico di Rivoliu – Avigliana (Prov. Torino).
G.V. Dal Piaz, J.C. Hunziker, G. Martinetti (1972): La Zona Sesia – Lanzo e l'evoluzione tettonico – metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne.
F. Barbieri, F. Carraio, F. Petrucci (1974): Osservazioni micropaleontologiche e stratigrafiche sulla serie marina e glaciomarina della Val Chiusella (Ivrea, Prov. di Torino).
F. Carraro (1976): Appunti sulla tettonica quaternaria.
F. Carraro (1976): Diversione pleistocenica nel deflusso del bacino Piemontese meridionale: un'ipotesi di lavoro.
R. Compagnoni et al. (1977): The Sesia – Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps.
ENEL – Direzione delle costruzioni (1977): Relazione sulle indagini per l'accertamento della idoneità tecnica dell'area di Trino Vercellese.
E. Armando, G. Bortolami, S. Cremasco, R. Lanza, B. Ricci (1978): Indagini geologico – geofisiche nel tratto di pianura compreso tra Moncalieri e Piossasco (TO).
F. Carraro, E. Ferrero, M.G. Forno, B. Ricci (1979): Dati preliminari sull'evoluzione neotettonica dell'arco delle Alpi Occidentali.
J. Debelmas, P. Giraud, R. Sacchi (1980): Géologie structurale des Alpes franco-italiennes.
F. Carraro, M.G. Forno e B. Ricci (1980): Ricostruzione preliminare dell'evoluzione Plio- Pleistocenica dell'area corrispondente ai rilievi delle Langhe, del Monferrato e delle Colline di Torino.
E.L. Winterer e A. Bosellini (1981): Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy.
R. Compagnoni, R. Sandrone (1981): Lineamenti geo-petrografici delle Alpi Cozie Italiane tra la Val di Susa e la Valle Po.
F. Carraro, M.G. Forno (1981): Segnalazione di una paleofrana in Val Chisone presso Fenestrelle (Prov. di Torino).
L. Dondi, M.G. D'Andrea (1982): Paleogeografia della Pianura Padana.
M. Alessio et al. (1982): Il giacimento fossilifero pleistocenico superiore di Moncucco Torinese.
F. Carraro, M.G. Forno, E. Valpreda (1982): Project 73/1/24 - Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere: Asti area.
C.N.R. (1983): Neotectonic map of Italy.
A. Perotto, C. Salino, U. Pognante, G. Genovese, G. Gosso (1983): Assetto geologico – strutturale della falda piemontese nel settore dell'Alta Valle di Viù (Alpi Occidentali).
R. Sacchi, A. Borghi, G. Botto, P. Cadoppi, A. Porro, R. Sandrone, R. Compagnoni (1983): Osservazioni strutturali nel settore settentrionale del Massiccio Dora Maira (Alpi Cozie).
A. Borghi, P. Cadoppi, A. Porro, R. Sacchi, R. Sandrone (1984): Osservazioni geologiche nella Val Germanasca e nella media Val Chisone (Alpi Cozie).
U. Pognante, U. Rosli, L. Toscani (1985): Petrology of ultramafic and mafic rocks from the Lanzo peridotite body (Western Alps).
G. Gasperi (1985): Geologia del substrato pre – Quaternario. In: Stato delle conoscenze sulla geologia della Pianura Padana.
G. Piovano (1986): Comune di Rivarolo C.se. Indagine idrogeologica.
P. Ambrosetti, C. Bosi, F. Carraro, N. Ciaranfi, M. Panizza, G. Papani, L. Vezzani, A. Zanferrari (1987): Neotectonic map of Italy.
R. Gelati, M. Gnaccolini (1987-88): Sequenze deposizionali in un bacino episuturale, nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennino settentrionale.
P. Cadoppi (1988): Osservazioni sui granitoidi nel settore settentrionale del massiccio Dora Maira (Val Sangone e Val di Susa).
G. Biino, R. Compagnoni (1989): The Canavese Zone between the Serra d'Ivrea and the Dora Baltea River (Western Alps).
R. Polino (1990): Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps.
Collo (1990): Segnalazione di sedimenti quaternari deformati in Val Pellice (TO).
G.V. Dal Piaz (1992): Inquadramento strutturale e schema evolutivo della catena Alpina.
F. Carraro (1992): I depositi plio-villafranchiani e la loro evoluzione. In: Guide Geologiche Regionali, BE-MA editrice.
A. de Bono (1992, 1993): Studio geologico strutturale sulla Zona del Canavese nei pressi di Montalto Dora (Tesi di laurea inedita; Università degli Studi di Torino – Dip. di Scienze della Terra).
C.R.E.S.T. (1993): Città metropolitana di Torino - Risorse idriche del bacino dell'Orco, caratteri geologici e idrogeochimici.
Carraro et al. (1993) : Escursione in Collina di Torino, Monferrato e Langhe. Guida all'escursione.
Regione Piemonte - C.N.R. – F. Luino, M. Ramasco, G. Susella (1993): Atlante dei centri abitati instabili Piemontesi.

D. Mori, A. de Bono, A. Bellini(??): Piano Naturalistico dell'area dei “cinque laghi”: studi geologici, geomorfologici, petrografici.
G. Balestro, P. Cadoppi, L. Di Martino, B. Lombardo, R. Sacchi (1994): Il settore meridionale del Massiccio Dora – Maira nelle Valli Maira e Varaita (Dominio Pennidico, Alpi Cozie).
F. Piana, R. Polino (1994): La zona transpressiva di Rio Freddo e l'evoluzione convergente della Collina di Torino e del Monferrato durante il Terziario.
Piana F., Polino R. (1995): Tertiary structural relationships between Alps and Apennines: the critical Torino Hill and Monferrato area, Northwestern Italy.
P. Bocca, F. Carraro, M.G. Forno (1995): Fenomeni gravitativi nell'Alta Val Soana.
Collo (1995) - L'evoluzione tettonica recente del Pinerolese (Alpi occidentali, Prov. di Torino) nell'ambito dei rapporti tra le Alpi e la Collina di Torino, in "Atti del convegno, rapporti Alpi - Appennino e guide alle escursioni"
F. Bussy, P. Cadoppi (1996): U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps).
A. Geuna (1996): Comune di Torino – General Fusti. Relazione geologica.
G. Collo, M. Giardino (1997): Deformation of villafranchian lacustrine sediments in the Chisone Valley (Western Alps, Italy).
F. Piana (1997): Stato delle conoscenze sull'assetto strutturale del bacino Terziario Piemontese. Tratto da: Giornate di studio sui processi di instabilità naturali – Regione Piemonte – Settore Prevenzione del Rischio Geologico, Meteorologico e Sismico.
M.G. Forno, G. Fioraso, P. Boano (2009): La rappresentazione cartografica della successione continentale pliocenico-quaternaria delle aree collinari piemontesi nel progetto CARG.
D. Barbero, P. Boano, M.T. Colla, M.G. Forno (2007) - Pleistocene terraced fluvial succession, northern slope of Torino Hill.
G. Vezzoli, M.G. Forno, S. Ando, K. Hron, P. Cadoppi, E. Rossello, V. Tranchero (2010): Tracing the drainage change in the Po basin from provenance of Quaternary sediments (Collina di Torino, Italy).
M. Innocenti (1997): Caratterizzazione litostratigrafia e idrogeologica dell'areale circostante l'impianto di smaltimento R.S.U. di Beinasco (To).
M. Giardino, G. Mortara (1998): Caratteri geologici e geomorfologici dell'area del Parco Nazionale del Gran Paradiso: uno sguardo d'insieme.
M. Calafiore (1998): Comune di Front C.se. Relazione geologica e geologico – tecnica ai sensi della Circ. P.G.R. 31.12.1992 n. 20/PRE. Analisi dell'assetto litostratigrafico, geomorfologico e geoidrologico del settore di versante compreso tra la proprietà Gardi Fabrizia e la strada di accesso alla casa di riposo De Stefanis.
SEA (1998): Circonvallazione abitato di Rivarossa – Progetto definitivo. Nota geologico – tecnica di commento.
Servizio Geologico d'Italia (1999): Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia - Scala 1:50.000 - F.154 Susa.
Servizio Geologico d'Italia (1999): Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia - Scala 1:50.000 - F.153 Bardonecchia.
Città metropolitana di Torino, Ente di gestione del Parco Regionale La Mandria e dei Parchi e delle Riserve Naturali delle Valli di Lanzo. GEOENGINEERING, POLITHEMA, P. Quagliolo (2001): Studio del reticolo idrografico minore compreso tra i T. Casternone, Ceronda e Stura di Lanzo.
Città metropolitana di Torino (2002). Le acque sotterranee della pianura di Torino – carta base dell'acquifero superficiale. Note illustrative.
APAT (2003) – Carta geologica d'Italia alla scala 1:50000. F. 157 Trino. Note illustrative.
ACEA PINEROLESE INDUSTRIALE S.p.A. M. Giambastiani (2004): Collettamento fognario e depurazione delle acque reflue delle valli Chisone e Germanasca: Relazione geologico – geotecnica.
ARES PIEMONTE (2004) – S.R. 10 Bis, Raccordo tangenziale esterno alla conurbazione torinese (tangenziale est). Tratto di collegamento tra le S.S. 11 e la S.S. 590 Ponte Gassino. Relazione geologica ed idrogeologica.
Ente di Gestione del Parco Regionale La Mandria e dei Parchi e delle Riserve Naturali delle Valli di Lanzo (2005): La foresta fossile del torrente Stura di Lanzo.
Regione Piemonte – CSI Piemonte (2005): Atlante Geografico del Piemonte.
Giardino M. (2005) – L'Amphithéâtre Morainique de Rivoli-Avigliana. Cahiers de Géographie 3, Edytem, 151-166.
Arpa Piemonte (2006): Appunti sulla geologia del Piemonte.
Canepa (2006): Completamento sistemazione torrenti Piantonetto e Orco in Loc. Perebecche del Comune di Locana. Relazione geologico – tecnica.
Città metropolitana di Torino - Assessorato Risorse Idriche, Qualità dell'aria e Inquinamento Atmosferico, Acustico ed Elettromagnetico (2006). Piano Provinciale delle Attività Estrattive.
M.G. Forno, L. Gregorio, R. Vatteroni (2007): La successione stratigrafica del settore destro del conoide di Lanzo e il suo significato per l'utilizzo dei territori.
A. Biglia (2008): nuova centrale idroelettrica con derivazione ad acqua fluente nel bacino del Rio Verdassa. Relazione geologica e geotecnica.
GOLDER ASSOCIATES S.r.L. (2009): Renzo Piano Building Workshop – Nuovo Centro Direzionale Intesa Sanpaolo Torino – Studio di Impatto Ambientale.

# PARTE 2 - ASSETTO IDROGEOLOGICO (GEO4)

# 1 CARATTERI GEOIDROLOGICI DELLA CITTÀ METROPOLITANA DI TORINO

Sotto il profilo geoidrologico, la Città metropolitana di Torino può essere suddivisa in due parti:

- un settore di pianura, al quale si possono aggiungere i fondivalle alpini, caratterizzato dalla presenza di sedimenti a granulometria da grossolana a fine e aventi, quindi, condizioni di permeabilità variabili. Entro questi depositi sono presenti varie falde idriche;
- un settore alpino e collinare contraddistinti, invece, dalla presenza di rocce litoidi, essenzialmente impermeabili. Entro questi complessi litoidi, in corrispondenza di locali zone di fratturazione, possono essere presenti dei circuiti idrici che, in superficie, si rendono manifesti con la presenza di sorgenti.

Le possibilità di reperimento idrico nei due settori, in conseguenza di questa differente situazione geoidrologica, fanno capo da una parte allo sfruttamento delle falde idriche sotterranee tramite pozzi, dall'altra alla captazione delle sorgenti (Fig. 1).

La pianura torinese, da un punto di vista idrogeologico, corrisponde ad una parte dell'immenso serbatoio idrico sotterraneo costituito dalla Pianura Padana. Compresa tra le Alpi e la collina di Torino, che costituiscono due barriere impermeabili che delimitano il serbatoio delle acque sotterranee condizionandone il deflusso idrico sotterraneo, la pianura torinese contiene un notevole sistema idrico multifalde (Fig. 2), nel quale le buone caratteristiche di permeabilità degli acquiferi, in gran parte formati da ghiaie e sabbie, si sposano ad un elevato tasso di rinnovamento delle acque. Quest'ultima caratteristica, a sua volta, risulta legata all'abbondanza degli apporti meteorici diretti, all'alimentazione da parte dei bacini alpini al loro sbocco in pianura e alla brevità dei percorsi sotterranei, soprattutto se confrontati con la situazione generale della Pianura Padana.

Per quanto concerne la distribuzione dei depositi alluvionali, nel settore perialpino si ha un importante accumulo di materiale molto grossolano, formante un acquifero praticamente indifferenziato. Con lo spostarsi verso il settore assiale della pianura, questi depositi tendono, a causa della comparsa di intercalazioni impermeabili limoso-argillose via via più spesse e continue, a frazionarsi in una serie di acquiferi separati, formanti nel loro insieme un importante complesso multifalde.

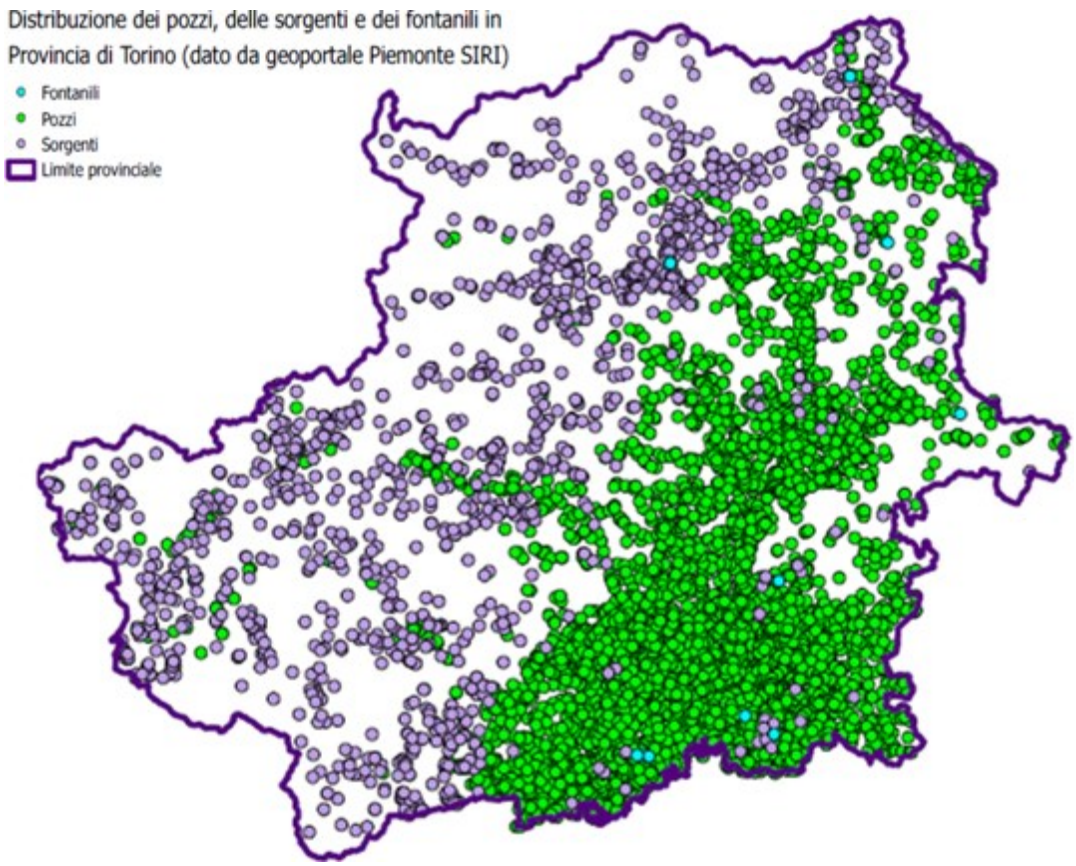



*Fig. 1. Il quadro dell'approvigionamento di acque sotterranee nell'ambito della Città metropolitana (dati da geoportale Piemonte: catasto dei prelievi delle acque sotterranee SIRI).*

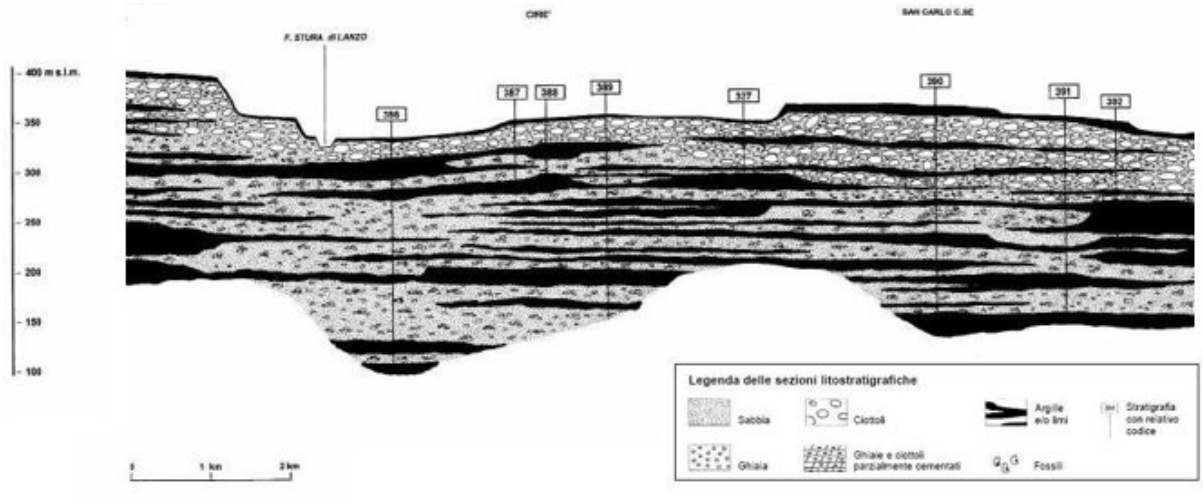



*Fig. 2. Esempio del complesso multi falde della pianura torinese da Fiano a San Carlo Canavese (da: 'Le acque sotterranee della pianura di Torino' – Provincia di Torino - 2003).*

L'assetto litologico-stratigrafico della pianura torinese è piuttosto complesso e risulta caratterizzato da depositi alluvionali, fluvio-glaciali e lacustri, di ambiente continentale, di età Pliocene superiore- Olocene, sovrapposti ad un substrato terziario di origine marina. Ove questo substrato è rappresentato da termini del Pliocene, sono presenti sabbie e sabbie limose nella parte superiore e limi e limi argillosi in quella inferiore. I sedimenti pliocenici, a loro volta, poggiano su un substrato marino più antico (Eocene- Miocene) di natura prevalentemente marnosa e arenaceo-conglomeratica, formato da rocce compatte e praticamente impermeabili, che costituisce l'ossatura della Collina di Torino.

Per quanto concerne l'assetto geoidrologico, i depositi della Pianura di Torino possono essere distinti, sulla base delle caratteristiche granulometriche, in due grandi complessi:

- depositi alluvionali antichi, recenti e attuali, per lo più ghiaiosi, costituenti un acquifero praticamente indifferenziato, di età complessiva Pleistocene medio - Olocene, contenente la falda superficiale o falda idrica a superficie libera. Le caratteristiche e la presenza di tale falda sono condizionate sia dalla posizione altimetrica rispetto al reticolo idrografico, sia dalla presenza in superficie di paleosuoli argillosi praticamente impermeabili che, di fatto, impediscono o diminuiscono il fenomeno d'infiltrazione dell'acqua di precipitazione;
- depositi sia continentali (il cosiddetto Complesso Villafranchiano) sia marini (la Serie pliocenica), essenzialmente limoso-argillosi, scarsamente permeabili, di età Pliocene-Pleistocene inferiore, nei quali sono comprese varie intercalazioni ghiaiose e sabbiose permeabili, in grado di ospitare falde idriche in pressione.

Le alluvioni attuali e recenti corrispondono ai depositi sui quali sono impostati gli attuali corsi d'acqua e che risultano in gran parte inondabili in concomitanza di piene eccezionali; sono di natura prevalentemente ghiaiosa, possiedono elevata permeabilità e contengono una ricca falda idrica a superficie libera, in rapporto diretto di interdipendenza idraulica con i corsi d'acqua. A motivo della loro tessitura grossolana, questi depositi non possiedono alcuna protezione naturale nei confronti di apporti inquinanti, sia provenienti dall'alto, sia veicolati dai corsi d'acqua stessi.

Nella maggior parte della pianura torinese la falda presente in queste alluvioni (falda superficiale o freatica) è seguita in profondità da altre falde, più o meno indipendenti tra loro, in pressione. Lungo una fascia di territorio parallela al margine settentrionale della Collina di Torino, estesa da poche centinaia di metri a qualche chilometro, è presente, invece, la sola falda superficiale, in quanto il materasso alluvionale poggia direttamente sul substrato eocenico-miocenico della Collina di Torino, impermeabile e situato a pochi metri di profondità.

A formare vari ripiani affiancati e rilevati rispetto alle fasce di alluvioni più recenti sono presenti depositi fluviali prevalentemente ghiaiosi e debolmente alterati (Pleistocene medio - p.p.).

Questi ripiani sono bordati da una scarpata che risulta molto netta e accentuata nella parte perialpina e che tende, invece, a venire obliterata per fenomeni di sovralluvionamento da parte dei depositi alluvionali più recenti nella parte bassa della pianura. Dal punto di vista litologico, questi depositi sono formati da materiali molto permeabili (essenzialmente ghiaie, ghiaie e sabbie) formanti degli ottimi acquiferi. Taluni livelli ghiaioso-sabbiosi risultano fortemente cementati, formando dei diaframmi impermeabili in grado di pressurizzare localmente le falde e garantire loro una certa protezione nei confronti di eventuali apporti inquinanti dall'alto.

Questi livelli cementati, tuttavia, non sono continui, per cui questi effetti risultano spazialmente limitati. Essi sono diffusi anche entro i sottostanti termini alluvionali più antichi. In generale si può dire che lo spessore complessivo di questi livelli cementati va diminuendo progressivamente andando dal bordo alpino a quello collinare e che la zona di distribuzione è compresa fondamentalmente tra i corsi del Fiume Dora Riparia e del Torrente Sangone.

La falda impostata nei depositi alluvionali antichi, come tutte le falde di tipo libero, è collegata idraulicamente al reticolato idrografico. Essa risulta di spessore modesto a causa del fatto che questi depositi, soprattutto nella parte alta della Pianura, sono abbondantemente rilevati rispetto alla rete idrografica che agisce da livello drenante di base.

Nel ripiano compreso tra i corsi del Fiume Dora Riparia e del Torrente Sangone, all'effetto legato all'andamento della superficie topografica si aggiunge la presenza nel sottosuolo di diversi livelli ghiaiosi o ghiaioso-sabbiosi, fortemente cementati, che riducono ulteriormente il volume utile degli acquiferi. In pratica, in questo settore, i reperimenti idrici provengono da falde sottostanti a questi livelli cementati.

La presenza in superficie di un paleosuolo argilloso di spessore ridotto può consentire una locale e limitata protezione nei confronti di una eventuale propagazione di fenomeni d'inquinamento dalla superficie.

I ripiani più rilevati della pianura torinese, distribuiti a ridosso del bordo alpino, sono formati da depositi fluviali prevalentemente ghiaiosi sensibilmente alterati e da depositi villafranchiani (Pliocene medio - Pleistocene medio p.p.), così come il settore di alta pianura situato a Sud e a Sud-Est della Collina di Torino e compreso tra Chieri e Poirino.

In questo gruppo di depositi rientrano litotipi di età e caratteri tessiturali nettamente diversi: depositi degli alti terrazzi fluviali o fluvio-glaciali essenzialmente ghiaiosi degli alti terrazzi della pianura; depositi più antichi in facies villafranchiana, di età plio-pleistocenica, di ambiente continentale; depositi pliocenici di ambiente marino, a grana fine, con mediocri o basse condizioni di permeabilità, nei quali sono compresi livelli a grana più grossa con discreta permeabilità.

Ad accomunare tutti questi depositi è, di fatto, la ridotta presenza di falda idrica superficiale. I motivi della presenza di una falda superficiale limitata possono essere diversi:

- i depositi formano dei terrazzi rilevati di parecchi metri rispetto ai corsi d'acqua aventi funzione di livello di base e quindi risultano completamente drenati; i reperimenti idrici devono essere ricercati a profondità maggiori della quota a cui scorre il corso d'acqua drenante. È questa la situazione che, di regola, caratterizza gli alti terrazzi, direttamente innestati al bordo alpino;
- i depositi risultano impermeabilizzati in superficie per la presenza di un paleosuolo argillificato, potente anche alcuni metri (ferretto) che impedisce l'infiltrazione delle acque meteoriche; questo effetto, nei casi considerati, si somma a quello topografico precedentemente descritto. Mancando o essendo ridotta l'alimentazione diretta dall'alto, la ricarica delle eventuali falde idriche presenti entro questi depositi deve avvenire lateralmente. È questo il caso dei ripiani terrazzati più rilevati della pianura torinese (Vaude), situati a ridosso del margine delle Alpi;
- i depositi di ambiente continentale fluviolacustre di età plio-pleistocenica o i depositi di ambiente ed età pliocenica sono caratterizzati da materiali a tessitura fine (argille, limi, limi sabbiosi), praticamente impermeabili. A questo motivo, eventualmente, può aggiungersi quello precedentemente descritto (presenza in superficie di paleosuolo fortemente argillificato).

I reperimenti idrici vanno, pertanto, cercati in profondità per sfruttare la presenza di eventuali falde idriche in pressione localizzate in corrispondenza di livelli maggiormente permeabili (sabbie, sabbie ghiaiose). È questa la situazione di tutto il settore situato a sud della Collina di Torino e compreso, all'incirca, tra Chieri e Poirino.

Per quanto riguarda i fondivalle alpini, essi sono ricoperti da alluvioni grossolane che formano, di regola, vari sistemi di terrazzi; tali depositi contengono una ricca falda freatica che si raccorda con il corso d'acqua. Sono poco conosciuti i dati relativi allo spessore di questi materassi alluvionali. In linea generale, dovrebbero avere spessori compresi tra alcuni metri e qualche decina di metri. Gli unici dati disponibili sono riferiti alla Val Chisone ed alla Valle di Susa e sono relativi a pozzi ad uso industriale che arrivano, al massimo, ad una trentina di metri di profondità, sufficienti per la captazione di abbondanti quantità di acqua in condizioni, praticamente, di subalveo.

È tuttavia possibile che nelle valli più importanti (Orco, Lanzo, Susa, Chisone e Pellice), in corrispondenza di depressioni morfologiche del substrato roccioso vallivo formatesi per fenomeni di esarazione glaciale nel corso delle glaciazioni quaternarie, si possano incontrare degli spessori di sedimenti anche di parecchie decine di metri nei quali, però, sono sicuramente compresi depositi a tessitura fine, di origine lacustre, scarsamente permeabili. Le falde idriche contenute in questi materassi di fondovalle rappresentano un importante sussidio per l'economia locale; vari e molteplici sono i casi di utilizzazione di questo patrimonio (potabile, irriguo, industriale, ecc.).

Altri depositi di origine continentale rappresentati da depositi morenici, fasce e coni detritici, conoidi e depositi alluvionali risultano distribuiti, anche se in maniera differenziata, su tutto l'arco alpino. In virtù delle caratteristiche di permeabilità, discrete o buone, che li contraddistinguono, possono rappresentare dei piccoli serbatoi idrici locali nei quali, generalmente, è presente una falda idrica, talora temporanea; la falda può manifestarsi con sorgenti laddove questi depositi risultino incisi da qualche scarpata morfologica.

I depositi morenici compresi all'interno delle vallate alpine sono, di regola, molto più grossolani e, soprattutto, caratterizzati da una frazione fine maggiormente ridotta rispetto a quelli formanti gli anfiteatri oltre lo sbocco vallivo. Anch'essi rappresentano dei serbatoi idrici di una certa importanza per l'economia locale, in quanto, pur essendo di spessore modesto (pochi metri come regola), sono talora distribuiti su superfici notevoli.

Le falde idriche impostate in questi depositi non hanno la minima protezione nei confronti dei fenomeni di inquinamento, che risultano comunque limitati localmente.

I depositi glaciali degli Anfiteatri Morenici di Rivoli e di Ivrea (Pleistocene medio-sup.) sono rappresentati da termini sciolti a grana variabile e molto eterogenea, che va da massi di alcuni metri cubi di volume a sedimenti finissimi limoso-argillosi distribuiti sia in livelli e strati, sia a livello intergranulare entro la frazione più grossolana, impartendo una generale situazione di scarsa permeabilità o, addirittura, di impermeabilità.

Solo localmente, per condizioni granulometriche particolari (presenza di livelli sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi, con ridotta matrice argillosa) possono essere presenti falde idriche modeste e, comunque, di significato locale.

Il substrato degli anfiteatri morenici è costituito da sedimenti più antichi del Pleistocene inferiore e Pliocene, rispettivamente di ambiente continentale e di ambiente marino, entro i quali possono essere presenti livelli discretamente permeabili, contenenti delle falde idriche in pressione fino alle quali bisogna spingersi per il reperimento idrico.

In genere, tuttavia, i pozzi per acqua sono molto rari in queste aree, sia per la scarsa possibilità di reperire l'acqua, sia per le difficoltà tecniche di attraversare con trivellazioni i depositi morenici, caratterizzati, come regola, dalla presenza di blocchi rocciosi di notevoli dimensioni ed estrema compattezza.

I depositi marini sono costituiti dalle Sabbie di Asti plioceniche, dalla Formazione gessoso-solfifera di età messiniana e da depositi marini terrigeni (Eocene-Miocene), tutti affioranti nel bacino terziario ligure piemontese. I primi (sabbie e conglomerati marini - Pliocene inferiore-medio) presentano permeabilità per porosità da discreta a buona. In essi sono contenute delle discrete falde idriche raggiunte e sfruttate in Regione Piemonte da vari pozzi di acquedotti soprattutto nell'astigiano.

I secondi (argille e marne argillose gessifere, gessi - Miocene superiore - Pliocene inferiore) sono costituiti litologicamente da arenarie, argille e marne a cui si associano le sequenze evaporitiche costituite prevalentemente da gessi. Sono sedimenti generalmente impermeabili; nei gessi frequentemente avviene una circolazione idrica per carsismo.

La terza categoria è costituita da un complesso di depositi rappresentati essenzialmente da marne, limi, arenarie e calcari più o meno argillosi e conglomerati di età terziaria, nel complesso scarsamente permeabili; questi depositi sono ricoperti in superficie, abbastanza diffusamente ma senza continuità, da una coltre di materiale loessico quaternario, formato essenzialmente da limi e sabbie finissime, che può raggiungere uno spessore di qualche metro.

Tutta l'area collinare è caratterizzata dall'emergenza di varie sorgenti, la cui presenza testimonia una limitata circolazione idrica sotterranea lungo zone di discontinuità tettonica (faglie e fratture) comprese in un mezzo fondamentalmente impermeabile. Alcune di queste sorgenti hanno chimismo normale, essenzialmente bicarbonato calcico, come ad esempio la Fontana dei Francesi (Comune di Torino) o la Fontana Ernesta (Comune di Gassino), e corrispondono a circuiti idrici sotterranei locali e relativamente superficiali. Altre, invece, hanno un'elevata mineralizzazione e un chimismo particolare, fondamentalmente cloruro-sodico o solfato-calcico, con abbondante fase gassosa a $H_2S$, come la Sorgente di S. Genesio (Comune di Castagneto Po) o la Bardella (Comune di Castelnuovo Don Bosco), e corrispondono a circuiti sotterranei estremamente lunghi e profondi.

In quest'area le migliori possibilità di reperimento idrico, in grado di far fronte esclusivamente a fabbisogni domestici, sono legate allo sfruttamento delle modeste falde idriche impostate entro la copertura eluviale-colluviale, derivata dallo smantellamento dei depositi loessici o del substrato terziario e che ricopre gran parte del settore collinare.

Le rocce cristalline presenti nel territorio della Città metropolitana di Torino sono rappresentate prevalentemente da gneiss di tipo vario, micascisti, quarziti, termini vari delle Pietre Verdi, graniti, vulcaniti riolitiche del Canavese. Questi litotipi, contraddistinti da un carattere di impermeabilità, formano gran parte dei bacini alpini. La presenza di sistemi di discontinuità tettoniche (faglie e fratture), tuttavia, può consentire l'instaurazione di una limitata circolazione idrica sotterranea, resa manifesta in superficie dalla presenza di sorgenti. Le sorgenti alimentate da questi circuiti hanno, in genere, portata modesta a causa della circolazione lenta che tende ad attenuarsi nel tempo. La riduzione della permeabilità è legata, infatti, al progressivo riempimento delle fessure da parte dei minerali argillosi rappresentanti il residuo del fenomeno di messa in soluzione della frazione carbonatica contenuta nei calcescisti.

Le Fig. 3 a, 3 b e 3c rappresentano e sintetizzano le informazioni sulla base dell'acquifero superficiale.

In particolare gli studi effettuati già nel 2003 dall'allora Città metropolitana di Torino (Fig. 3) sono stati recepiti e integrati negli studi effettuati dalla Regione Piemonte, per l'intero territorio regionale, a supporto della redazione del PTA (Fig. 4 e dettaglio 5).

Dal confronto tra gli studi del 2003, effettuati per l'area della Città metropolitana di Torino, e i successivi studi confluiti negli elaborati descrittivi dell'assetto delle acque sotterranee dell'intero territorio regionale emerge una sostanziale congruenza dei dati.

Infatti, le integrazioni che si sono succedute nel tempo sono dovute all'acquisizione di dati supplementari sia in termini di incremento dei punti di raccolta dati sia in termini di ampiezza delle serie temporali di osservazione dei parametri idrogeologici.

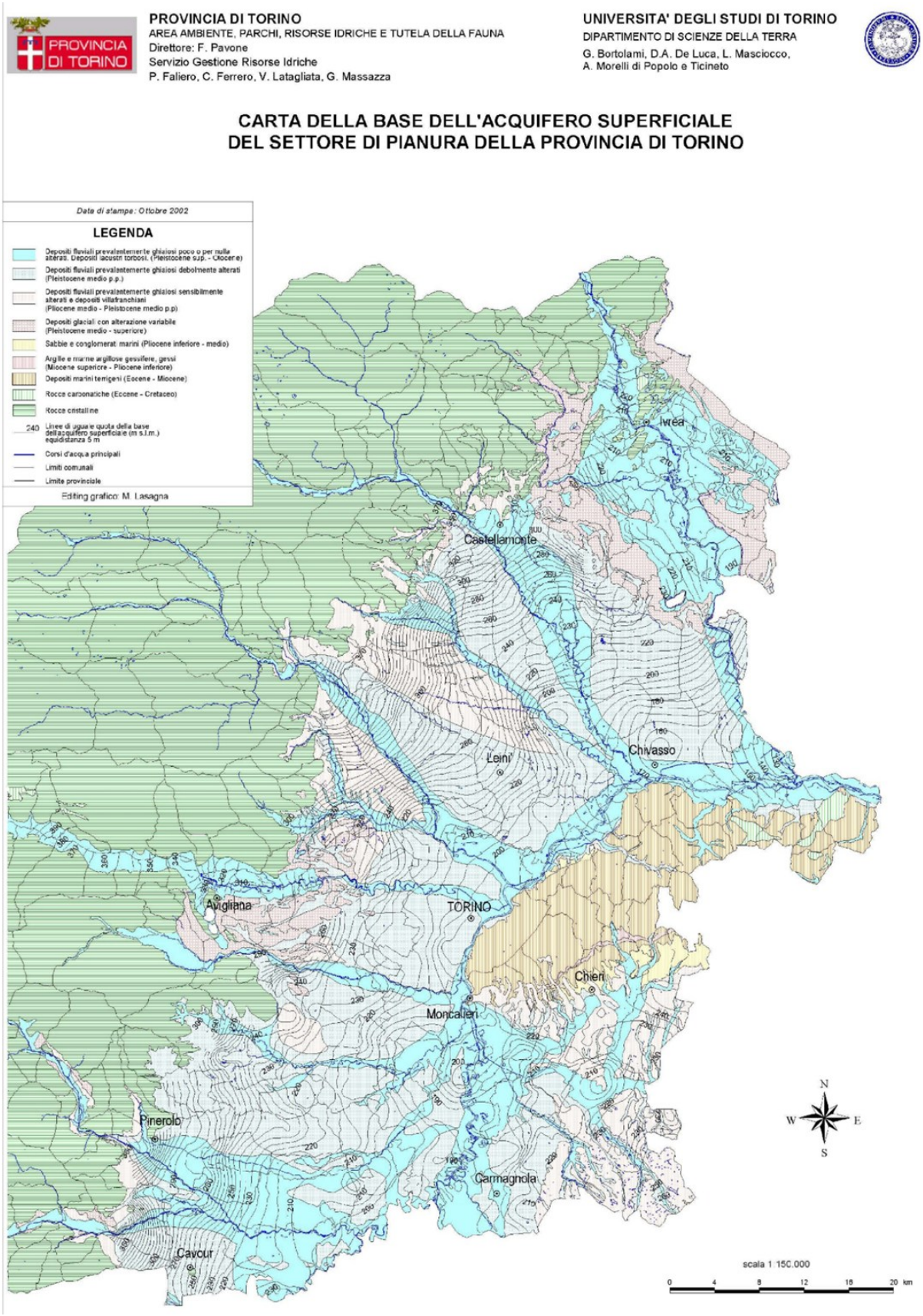



*Fig. 3. Carta della base dell'acquifero superficiale del settore di pianura della Città metropolitana di Torino (da: 'Le acque sotterranee della pianura di Torino' - Provincia di Torino - 2003).*

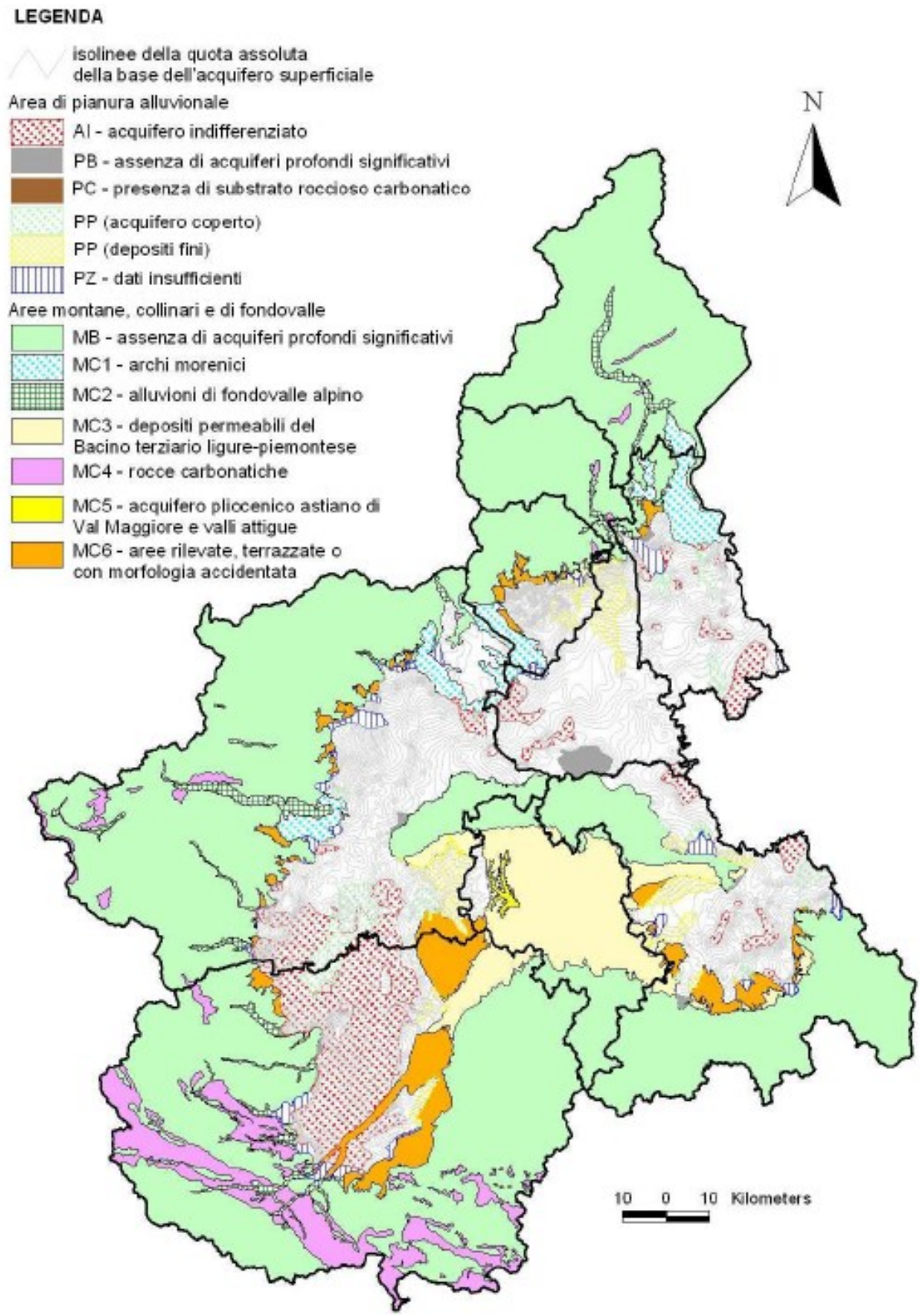



*Fig. 4. Carta della base dell'acquifero superficiale e delle aree omogenee dove vengono applicati i criteri orientativi. Aggiornamento modificato e adattato da Regione Piemonte D.D. n.900 del 3/12/2012 - ALLEGATO 1 dati da geoportale aggiornati al 2016 per la base dell'acquifero superficiale*

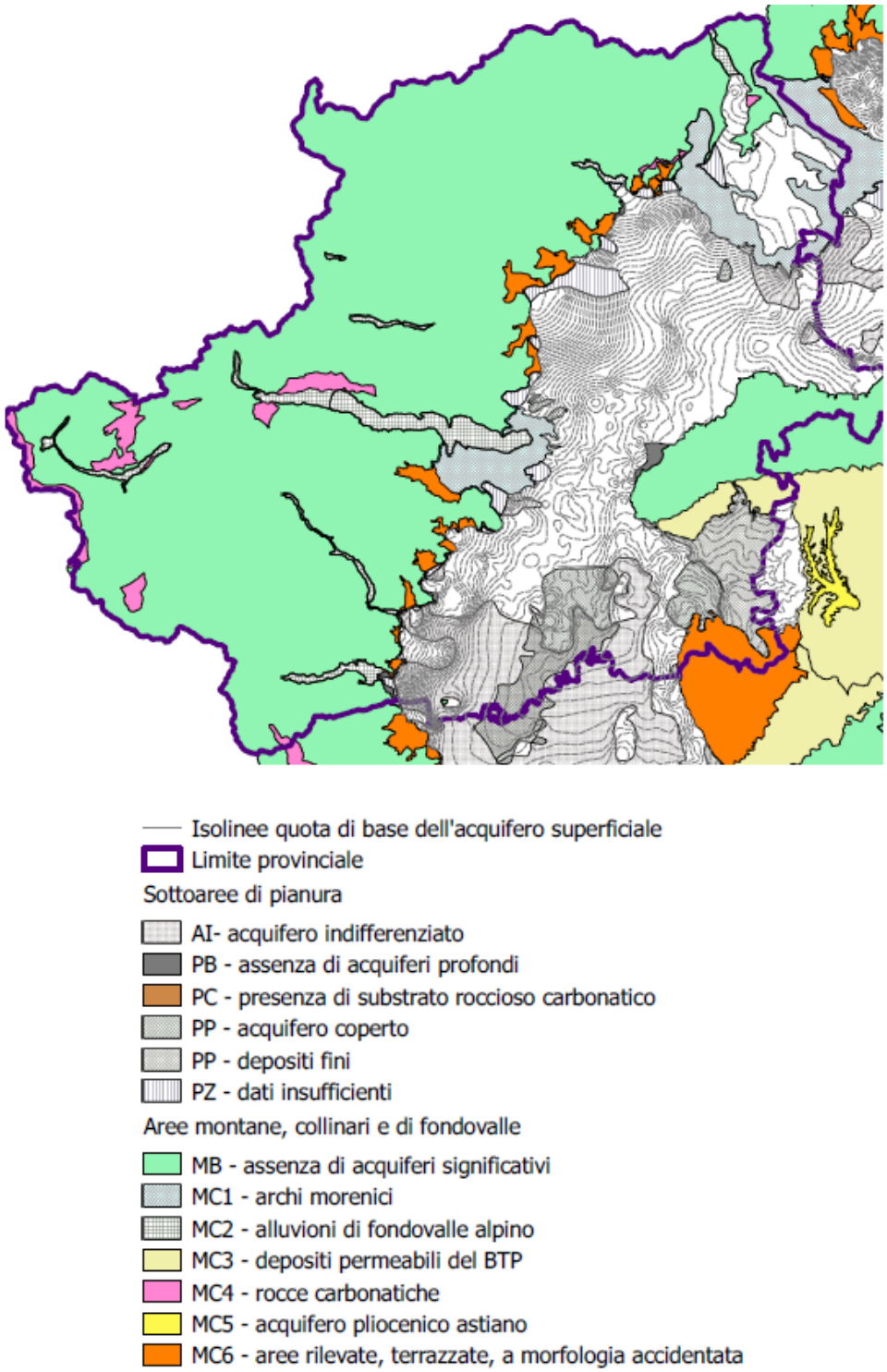



*Fig. 5. Carta della base dell'acquifero superficiale - Dettaglio area metropolitana di Torino aggiornamento modificato e adattato da Regione Piemonte D.D. n.900 del 3/12/2012 - ALLEGATO 1 dati da geoportale aggiornati al 2016 per la base dell'acquifero superficiale*

Sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche ed idrogeologiche, possono essere distinti i seguenti complessi a comportamento omogeneo:

- Complesso Superficiale, costituito da depositi di ambiente continentale (sedimenti fluviali e fluvioglaciali) di età Pleistocene medio-Olocene: contiene una falda idrica a superficie libera;
- Complesso Villafranchiano, costituito da alternanze di depositi fluviali, in genere grossolani e permeabili, e depositi lacustri, in genere a tessitura fine ed impermeabili, di età Pliocene superiore- Pleistocene inferiore: in corrispondenza dei livelli più grossolani e molto permeabili di origine fluviale, sono contenute varie falde idriche in pressione, confinate dai livelli limoso-argillosi di origine palustre-lacustre, che funzionano, pertanto, da setti impermeabili;

- Complesso pliocenico, rappresentato da termini sabbiosi riferibili alla Facies Astiana e da termini argillosi riferibili alla Facies Piacenziana; l'alternanza tra sedimenti grossolani, essenzialmente sabbiosi (facies Astiana), e depositi fini consente la presenza nei primi di falde idriche in pressione, con buone rese dal punto di vista dell'utilizzazione: la facies sabbiosa, in quanto permeabile, rappresenta il cosiddetto Acquifero Pliocenico;
- Complesso dei depositi marini, di età pre-Pliocene, collegabile alle successioni dei depositi terziari, essenzialmente impermeabili, affioranti nella Collina di Torino: tali depositi marini rivelano nella parte più recente (Miocene superiore) la presenza di orizzonti con gesso che possono risultare importanti per la mineralizzazione delle acque, a motivo della grande solubilità di questo minerale. Nel suo insieme il substrato collinare si comporta da complesso impermeabile;
- Substrato cristallino, caratterizzato dalla presenza di materiali litoidi cristallini che si comportano da substrato impermeabile; borda l'area di pianura nei settori occidentale e settentrionale: costituito da materiali litoidi praticamente insolubili, impermeabili o con locale permeabilità in gran parte legata alla presenza di sistemi di discontinuità di origine tettonica, ospita una limitata circolazione idrica in corrispondenza a questi sistemi. Le rocce carbonatiche (marmi e calcescisti) che risultano più facilmente solubili possono dare origine a moderati fenomeni di carsismo e, comunque, contribuiscono con il fenomeno della dissoluzione della matrice carbonatica ad un aumento della durezza delle acque.

## 1.1 La falda idrica: le zone di ricarica, la piezometria e la soggiacenza

Zone di ricarica

L'area di ricarica di un acquifero può essere definita come: "*la superficie dalla quale proviene alimentazione al corpo idrico sotterraneo considerato; è costituita dall'area nella quale avviene l'infiltrazione diretta alle acque sotterranee delle acque meteoriche o dall'area di contatto con i corpi idrici superficiali (laghi, corsi d'acqua naturali o artificiali) dai quali le acque sotterranee traggono alimentazione*" ("Conferenza permanente per i rapporti tra lo Stato e le Regioni e le Province Autonome- Accordo 12 dicembre 2002 -Linee guida per la tutela della qualità delle acque destinate al consumo umano e criteri generali per l'individuazione delle aree di salvaguardia delle risorse idriche di cui all'art. 21 del decreto legislativo 11 maggio 1999, n. 152") (cfr. Fig. 6).

In particolare, nel presente elaborato per ciò che attiene la definizione di "aree di ricarica degli acquiferi profondi" si fa riferimento alla definizione proposta al PTA della Regione Piemonte.

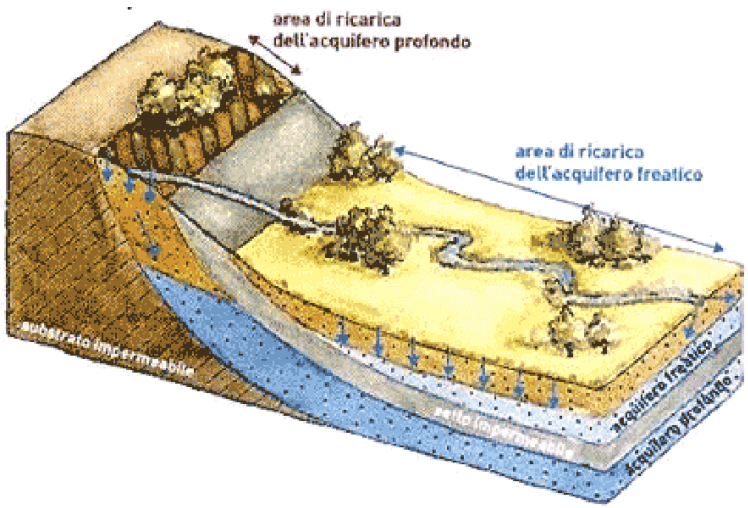



*Fig. 6. Schema delle aree di ricarica degli acquiferi in zone di pianura (da: http://www.regione.emilia-romagna.it).*

L'area di ricarica di un acquifero è quella zona dalla quale proviene l'alimentazione al corpo idrico sotterraneo considerato. È, pertanto, quell'area nella quale avviene l'infiltrazione diretta delle acque meteoriche alle acque sotterranee o l'area di contatto con i corpi idrici superficiali (laghi, corsi d'acqua naturali o artificiali) dai quali le acque sotterranee traggono alimentazione. Gli acquiferi profondi utilizzati per il consumo umano, spesso in pressione, sono comunemente ricaricati in una fascia stretta e ben delimitata ai margini delle pianure. In prima approssimazione è possibile affermare che i principali livelli impermeabili in grado di separare l'acquifero superficiale dagli acquiferi profondi individuano in superficie le aree di "ricarica diretta".

L’area di ricarica diretta corrisponde, in genere, alle zone di alta pianura compresa tra i rilievi delimitanti l’area montana e la zona di media e bassa pianura; tali zone sono formate dalle potenti conoidi alluvionali costituiti da materiali prevalentemente grossolani con elevata permeabilità, depositati dai corsi d’acqua all’uscita del bacino montano: la zona di alta pianura è quindi, per tale particolare struttura morfologica, un grande serbatoio d’acqua che alimenta gli acquiferi profondi della pianura sottostante. Le aree di ricarica sono quindi quelle zone ove avviene l'infiltrazione delle acque meteoriche che alimenta gli acquiferi della pianura, che rappresentano i serbatoi naturali di acqua sotterranea da cui dipendono gran parte degli acquedotti piemontesi.

Ai fini del bilancio idrico di un acquifero, possono essere considerati elementi di ricarica:

- gli afflussi sotterranei attraverso i confini dell’acquifero;
- le infiltrazioni;
- i flussi di ritorno da irrigazione o fosse disperdenti;
- la ricarica artificiale;
- le infiltrazioni da fiumi e da laghi.

Le aree di ricarica degli acquiferi superficiali contenenti la falda freatica corrispondono all’intera superficie della pianura; la ricarica avviene soprattutto per apporto verticale dalla superficie del suolo e la sua entità è fortemente condizionata dalla permeabilità dei suoli e dei terreni della zona non satura. Una parte della ricarica è comunque legata anche alle perdite dei corsi d’acqua al loro sbocco in pianura per cui una parte di tali perdite va ad alimentare anche gli acquiferi profondi.

Gli acquiferi profondi vengono ricaricati sia attraverso gli acquiferi sovrastanti, sia e soprattutto per apporti laterali. In Piemonte le aree di ricarica laterale degli acquiferi profondi corrispondono generalmente ai conoidi alluvionali che si trovano allo sbocco in pianura dei corsi d'acqua o comunque a fasce di territori pedemontani. Tali aree sono in genere costituite da materiali grossolani molto permeabili e pertanto vulnerabili rispetto all'infiltrazione di eventuali inquinanti dalla superficie.

Nelle pianure, le zone di raccordo con i rilievi sono aree a elevato rischio idrogeologico in quanto gli inquinanti qui infiltrati possono essere diffusi verso il centro della pianura negli acquiferi profondi. D'altra parte proprio l'elevata permeabilità dei terreni comporta un forte rischio di contaminazione - soprattutto da parte di inquinamenti conservativi - dei corpi idrici sotterranei con grave pregiudizio per le numerose utilizzazioni, anche idropotabili, esistenti e in progetto. L'elevata concentrazione insediativa soprattutto industriale che caratterizza questa fascia rende questo rischio particolarmente reale e presente. Si tratta quindi di territori notevolmente estesi e spesso antropizzati che devono essere individuati e studiati per definirne le caratteristiche intrinseche e per i quali diventa essenziale disciplinare le attività e le destinazioni d'uso del suolo compatibili con le particolari esigenze di salvaguardia ambientale.

Per quanto riguarda la pianura torinese, nonostante l’estensione limitata, essa contiene un notevole sistema idrico multifalde caratterizzato da una buona permeabilità degli acquiferi e da un elevato tasso di rinnovamento delle acque. In particolare la zona di ricarica del complesso multifalde della pianura torinese è costituita dalla fascia perialpina.

Oltre agli apporti meteorici diretti, responsabili dell’alimentazione della falda freatica, la ricarica delle altre falde idriche della pianura è legata essenzialmente agli apporti meteorici che cadono sul bordo roccioso perialpino impermeabile e che vanno ad alimentare il materasso alluvionale grossolano indifferenziato a ridosso dello zoccolo alpino, e agli apporti dei bacini dell’arco alpino. Al loro sbocco in pianura, infatti, i corsi d’acqua alpini in parte alimentano il reticolo idrografico superficiale (ed eventualmente la connessa falda freatica), in parte si disperdono entro il materasso alluvionale indifferenziato distribuito lungo il margine alpino, andando ad alimentare le falde sotterranee secondo tragitti con andamento generalmente analogo a quello del reticolato idrografico di superficie e cioè trasversale all’asse padano.

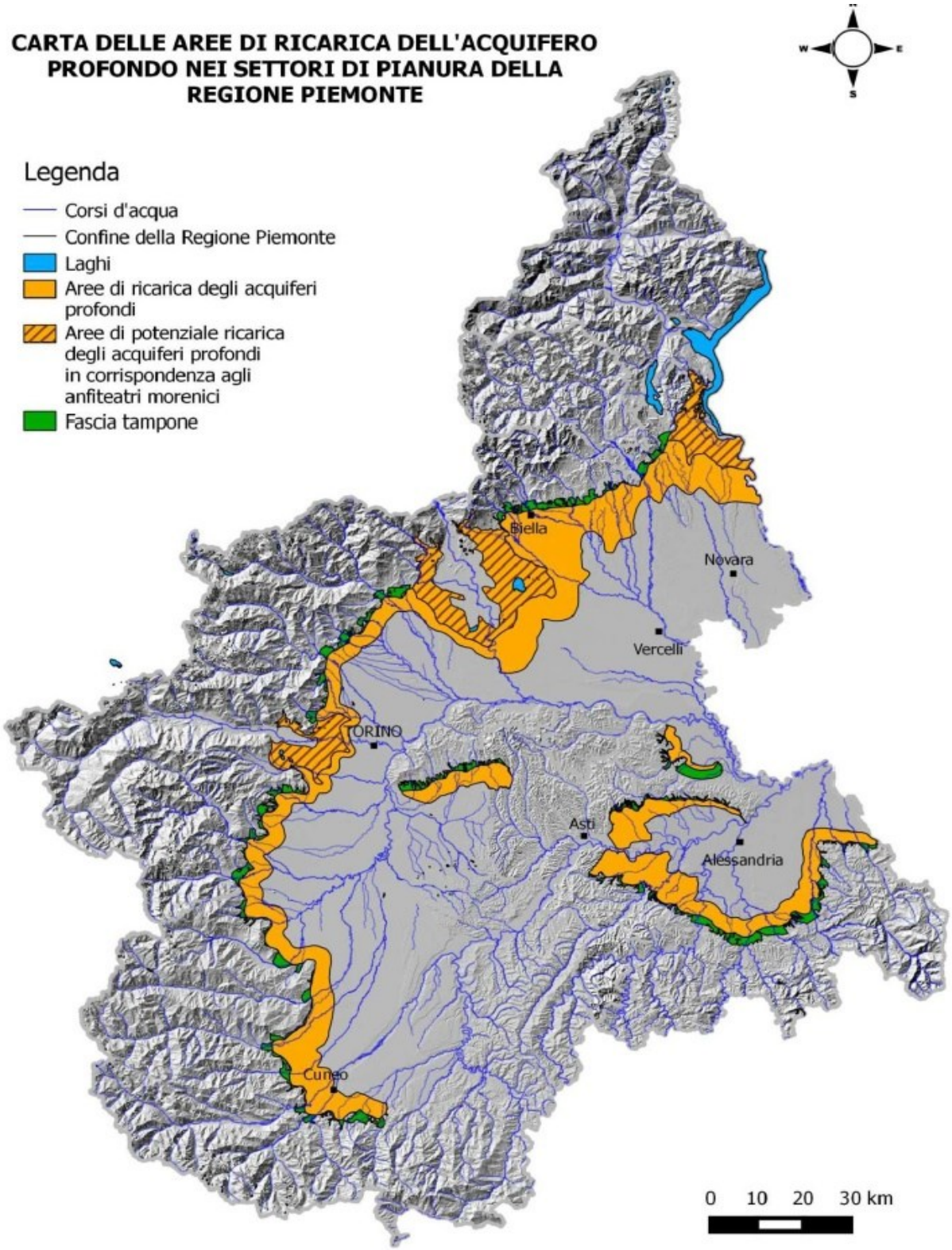



*Fig. 7. Carta delle aree di ricarica degli acquiferi profondi tratta da Deliberazione della Giunta Regionale 2 febbraio 2018, n. 12-6441*

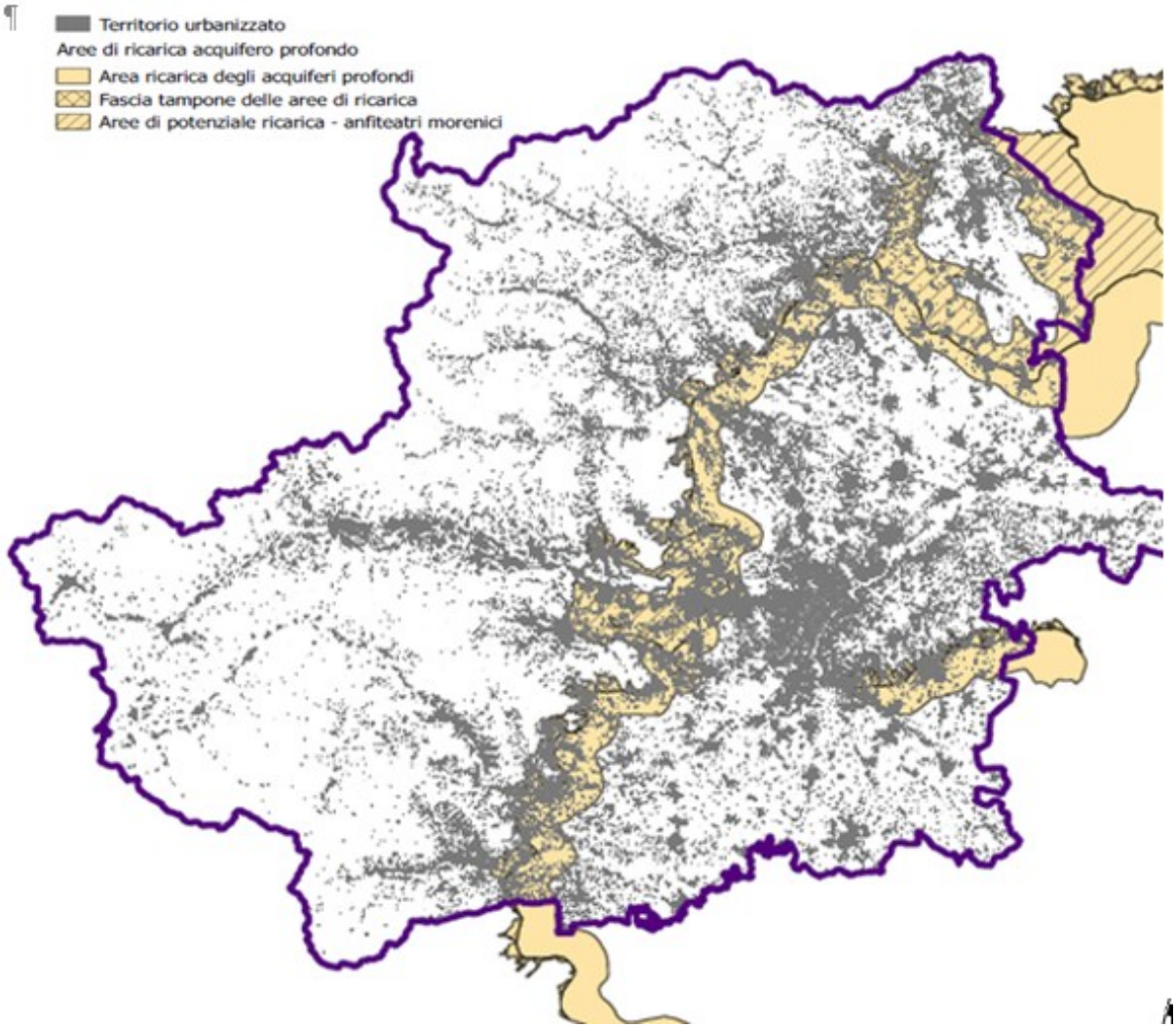



*Fig. 8. Carta idrogeologica della CMTO con evidenziate le arre di ricarica*

## 1.2 Piezometria e soggiacenza

Per quanto concerne la piezometria della falda idrica a superficie libera presente nella Città metropolitana di Torino (Fig. 9), si osserva che alla scala di riferimento le isopieze presentano un andamento generale parallelo al contorno del bordo alpino, con valori delle quote piezometriche via via decrescenti andando verso il corso del Fiume Po. Di conseguenza le linee di deflusso, ortogonali alle isopieze, costituiscono varie direttrici che si innestano con andamento a raggiera nel corso del Po, il quale rappresenta il livello di base.

La spaziatura tra le isopieze risulta più fitta nel settore di alta pianura, traducendo sia l'effetto della pendenza topografica, maggiore nella zona d'apice dei grandi conoidi alluvionali e via via decrescente verso la zona d'unghia, sia quello della permeabilità. I valori del gradiente idraulico, calcolati lungo alcune direttrici, sono compresi tra valori prossimi a 1% nel settore di alta pianura e a 0,1% in quello di bassa.

Riguardo la soggiacenza (Fig. 10) (cioè la distanza tra il piano campagna e la superficie piezometrica della falda idrica), si osserva come dato generale che in corrispondenza alle aree morfologicamente rilevate anche la soggiacenza risulta elevata; ad esempio, gli alti terrazzi, riferibili ai depositi di conoide della Stura di Lanzo (Vauda e Parco della Mandria) e della Dora Riparia (zona di Rivoli, Collegno, Alpignano, Pianezza, ecc.), sono caratterizzati da valori di soggiacenza generalmente superiori a venti metri.

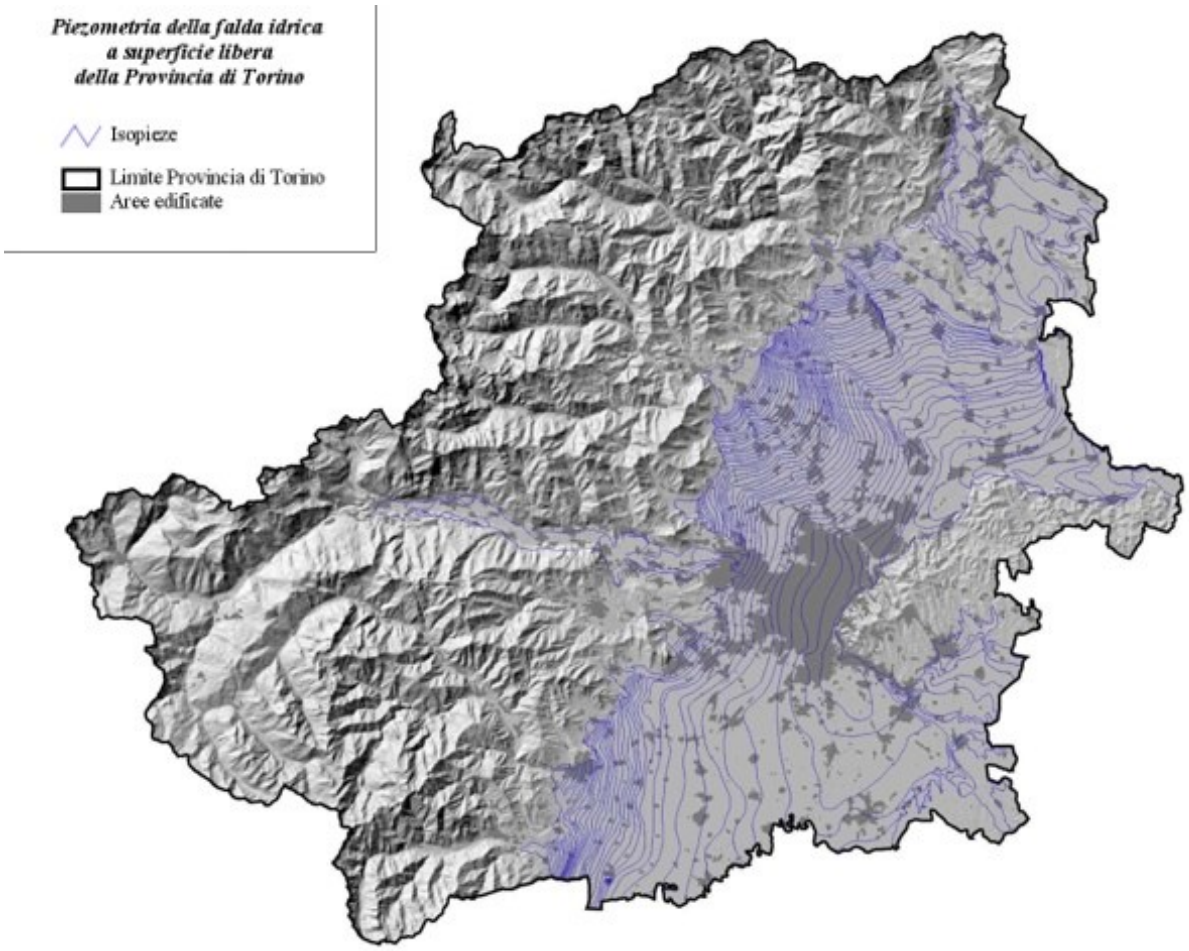



*Fig. 9. Piezometria della falda idrica a superficie libera presente nella Città metropolitana di Torino.*

Le situazioni di minor soggiacenza si verificano in una vasta area, corrispondente al settore medio- basso della Pianura Torinese, con appendici che si spostano anche verso l'alta pianura e quindi verso il bordo alpino. La situazione è più o meno analoga andando dal settore sud-occidentale (Torrente Pellice e Chisola) a quello settentrionale (Torrente Orco e Fiume Dora Baltea).

Dalle osservazioni relative all'escursione della falda a superficie libera emerge che, in linea generale, l'entità di tale escursione è in relazione diretta con la soggiacenza e cioè aumenta con l'aumentare di quest'ultima; in particolare l'escursione della falda è, più o meno, dell'ordine di 0,5-1 m nell'intervallo di soggiacenza 0-3 m e diventa dell'ordine di qualche metro per soggiacenze superiori a 20 m.

## 1.3 Vulnerabilità dell'acquifero

### *1.3.1 Valutazione della vulnerabilità: descrizione del metodo GOD*

La vulnerabilità rappresenta la facilità con cui un acquifero può essere raggiunto da un inquinante introdotto sulla superficie del suolo. Maggiore è la vulnerabilità di un acquifero, più facilmente esso potrà essere contaminato da un carico inquinante rilasciato dalla superficie.

La vulnerabilità intrinseca, in particolare, considera essenzialmente le caratteristiche litostrutturali, idrogeologiche e idrodinamiche del sottosuolo e degli acquiferi, ma è indipendente dalla natura degli inquinanti. I metodi di valutazione della vulnerabilità intrinseca degli acquiferi sono molteplici (DRASTIC, Aller et al., 1987; GOD - Foster e Hirata 1987; SINTACS, Civita 1988; VOC, De Luca e Verga 1988). Essi si differenziano in base al grado di approfondimento delle fasi in cui si attua il processo di contaminazione di un acquifero (veicolazione del contaminante attraverso la zona non satura, e veicolazione e dispersione dello stesso nell'acquifero), attraverso l'utilizzo di parametri idonei a caratterizzarle.

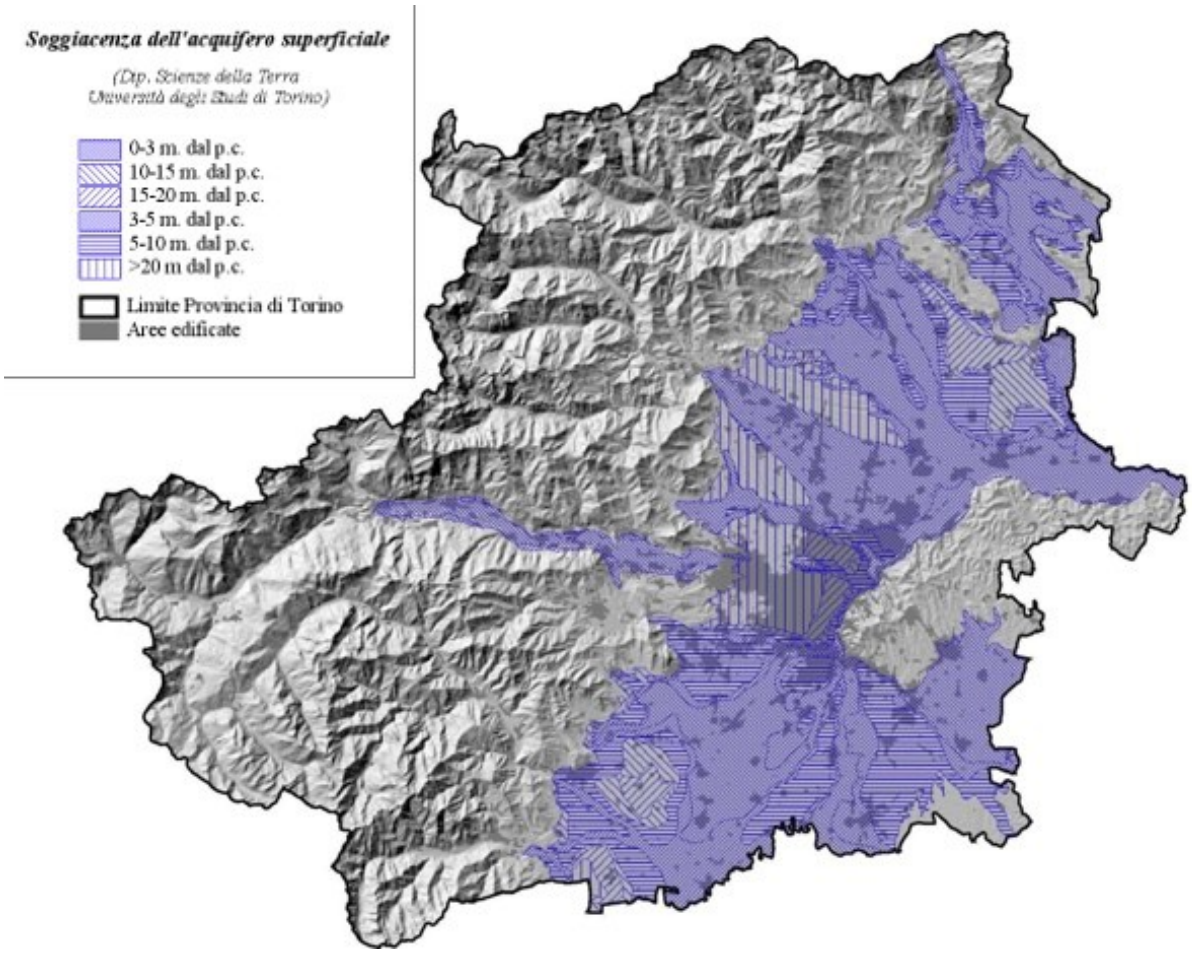



*Fig. 10. Carta della soggiacenza dell'acquifero superficiale.*

Tra i metodi a punteggio semplice, il più utilizzato per la sua struttura semplice e pragmatica è quello di Foster e Hirata (GOD), di particolare interesse per i sistemi pianeggianti come la Pianura Padana. Secondo il metodo 'GOD' (acronimo di *GROUNDWATER OCCURRENCE, OVERALL LITHOLOGY OF AQUIFER, DEPTH TO GROUNDWATER TABLE OR STRIKE*), la vulnerabilità viene valutata in base al grado di protezione garantito dalla zona non satura e quindi in base alla possibilità che un inquinante si trasmetta dalla superficie del suolo; numericamente viene espressa come risultato della combinazione di tre diversi parametri:

- **G** = tipologia idraulica dell'acquifero (*Groundwater occurrence*);
- **O** = litologia e grado di permeabilità dei terreni di copertura, che condizionano la velocità di infiltrazione (*Overall aquifer class*);
- **D** = soggiacenza della falda (*Depth groundwater table).*

Per quanto concerne il grado di confinamento (**G**), vale a dire la tipologia della falda (libera, confinata, semiconfinata…), è possibile scegliere tra sei classi alle quali vengono attribuiti punteggi variabili tra 0 e 1.

Alle caratteristiche litologiche e allo stato di consolidazione delle rocce della zona non satura, per gli acquiferi non confinati, o degli strati confinanti, per gli acquiferi in pressione (**O**), compete un punteggio variabile tra 0,4 e 1.

Alla soggiacenza della falda a superficie libera nel caso di acquifero non confinato, e alla profondità del tetto dell'acquifero, per gli acquiferi confinati (**D**), può essere assegnato, infine, un punteggio compreso tra 0,4 e 1.

La vulnerabilità intrinseca è valutata come il prodotto dei tre indici numerici corrispondenti ai parametri suddetti: **Indice GOD=G*O*D.**

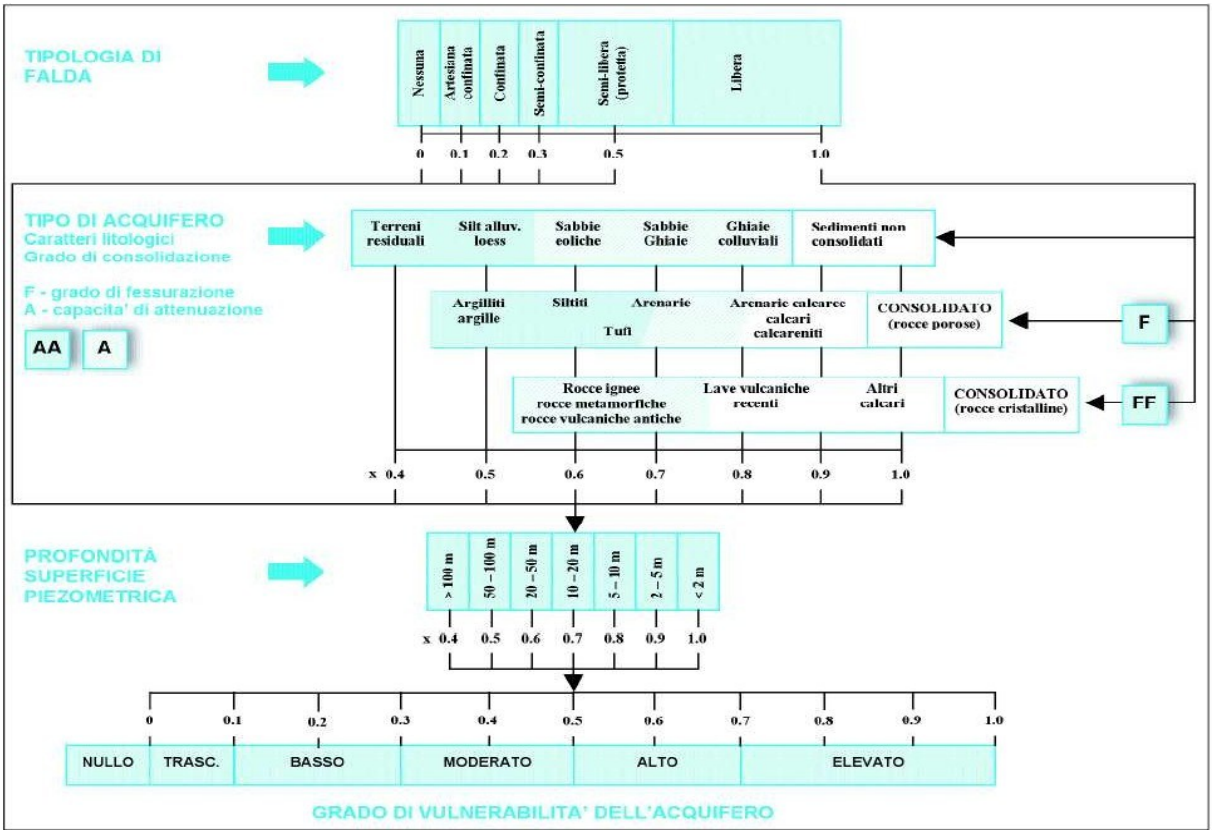



*Fig. 11. Il metodo empirico GOD per la valutazione della vulnerabilità intrinseca (da Foster & Hirata, 1987).*

L'Indice GOD può essere compreso tra 0 e 1 e corrisponde a cinque gradi di vulnerabilità individuati dagli autori, a cui si aggiunge la classe vulnerabilità *inesistente* o *nulla* in caso si sia in mancanza di acquifero:

- 0÷0,1: vulnerabilità trascurabile;
- 0,1÷0,3: vulnerabilità bassa;
- 0,3÷0,5: vulnerabilità moderata;
- 0,5÷0,7: vulnerabilità alta;
- 0,7÷1: vulnerabilità elevata.

Più recentemente gli autori (Foster *et alii*, 2002) hanno chiarito il significato dei diversi gradi di vulnerabilità (Tab. 1).

| GRADO DI VULNERABILITÀ | DEFINIZIONE |
|---|---|
| VULNERABILITÀ TRASCURABILE | Sono presenti strati confinanti con flusso verticale non significativo. |
| VULNERABILITÀ BASSA | Vulnerabilità nel caso di inquinanti conservativi e rilasciati in maniera continua. |
| VULNERABILITÀ MODERATA | Vulnerabilità a qualche inquinante ma solo quando rilasciati in maniera continua. |
| VULNERABILITÀ ALTA | Vulnerabilità a molti inquinanti (eccetto quelli fortemente adsorbiti o velocemente trasformati) con rapido impatto in tutti gli scenari di inquinamento. |
| VULNERABILITÀ ELEVATA | Vulnerabilità alla maggioranza degli inquinanti con rapido impatto in molti dei possibili scenari di inquinamento. |

*Tab. 1. Significato delle classi di vulnerabilità del metodo GOD.*

### 1.3.2 La vulnerabilità dell'acquifero superficiale della Città metropolitana di Torino

La 'Carta della Vulnerabilità degli acquiferi' della Città metropolitana di Torino nasce dall'attività di ricerca, affidata dalla Città metropolitana di Torino all'Università degli Studi di Torino nell'ambito della convenzione quadro tra i due soggetti per attività di collaborazione e di consulenza tecnico-scientifica a supporto dell'attività istituzionale del Settore Ambiente, sul tema "Individuazione di aree potenzialmente idonee alla realizzazione di impianti di smaltimento rifiuti. Proposta di una rete di controllo e di monitoraggio quali- quantitativo delle acque superficiali e sotterranee. Realizzazione di cartografie tematiche aggiornabili riferite ai punti precedenti" (D.G.P. n.66-154028-94 del 28/12/94).

Al fine di valutare la vulnerabilità intrinseca dell'acquifero superficiale della pianura torinese è stato applicato il metodo Foster con la procedura 'GOD', utilizzando valori leggermente modificati rispetto a quelli proposti da Foster, per poter tenere conto delle particolari situazioni dell'area in esame.

Dal punto di vista geomorfologico, sono state prese in considerazione le zone di pianura, comprese le aree di fondovalle più ampie, mentre sono state escluse le zone collinari e le aree con altitudine maggiore di 1000 metri; dal punto di vista geologico invece, sono state considerate le aree caratterizzate da depositi alluvionali quaternari, esclusi gli apparati morenici di Rivoli-Avigliana e di Ivrea.

Per quanto riguarda il tipo di falda, si è generalmente fatto riferimento al caso di una falda a superficie libera, quindi è stato applicato ubiquamente il valore 1 (fanno eccezione l'Altopiano di Poirino ed il Chierese ai quali, a causa dell'assenza di una falda idrica superficiale a carattere regionale, è stato assegnato il valore 0,7 per la presenza di modesti corpi idrici di significato locale).

Con riferimento alla situazione litologica dell'area considerata (cfr. quanto detto più sopra relativamente all'assetto litostratigrafico), la classe complessiva dell'acquifero ovvero la litologia e il grado di consolidamento è stata così definita:

- **0,75**: alluvioni attuali e recenti ghiaioso-sabbiose; alluvioni medio-recenti con depositi aventi lenti sabbioso-argillose; detriti di falda; fluvioglaciale e fluviale;
- **0,50**: depositi saturmosi, palustri, torbosi; depositi argillosi neri, cataglaciale e interglaciale con depositi lacustri nerastri sabbioso-argillosi;
- **0,45**: fluvioglaciale e fluviale;
- **0,40**: fluvioglaciale e fluviale, Altopiano di Poirino.

La soggiacenza della falda a superficie libera nel caso di acquifero non confinato, e alla profondità del tetto dell'acquifero, per gli acquiferi confinati (**D**), è stata così parametrizzata:

- **1,0**: da 0 a 3 metri di soggiacenza;
- **0,9**: da 3 a 5 metri di soggiacenza;
- **0,8**: da 5 a 10 metri di soggiacenza;
- **0,7**: da 10 a 20 metri di soggiacenza;
- **0,6**: maggiore di 20 metri di soggiacenza.

Assegnati e moltiplicati tra loro i vari parametri, è stata determinata la vulnerabilità dell'acquifero superficiale espressa attraverso la seguente scala di valori (Tab. 2).

| | |
|---|---|
| **VULNERABILITÀ BASSA** | **≥ 0,24 < 0,3** |
| **VULNERABILITÀ MODERATA** | **≥ 0,3 < 0,5** |
| **VULNERABILITÀ ALTA** | **≥0,5 < 0,7** |
| **VULNERABILITÀ ELEVATA** | **≥ 0,7 ≤ 0,75** |

*Tab. 2. Classi di vulnerabilità secondo il metodo GOD.*

Avendo operato, per la maggior parte del territorio considerato, su un'unica tipologia di falda (falda a superficie libera), i parametri che possono far variare le caratteristiche di vulnerabilità sono la soggiacenza e la litologia. Anche la litologia, in effetti, varia moderatamente, trattandosi principalmente di depositi essenzialmente grossolani, ciottoloso-ghiaioso-sabbiosi; quindi anche questo parametro ha un peso più o meno costante, salvo per quei depositi caratterizzati dalla presenza di un paleo suolo fortemente argilloso, che può contribuire a far diminuire ulteriormente la vulnerabilità.

In ultima analisi, le caratteristiche di vulnerabilità sembrano condizionate dal parametro soggiacenza: la vulnerabilità decresce all'aumentare della soggiacenza. Al peso di questo parametro si aggiunge localmente anche l'effetto dell'eventuale presenza di un paleo suolo argilloso, che ulteriormente può far diminuire le caratteristiche di vulnerabilità.

Come si può osservare dalla Carta della Vulnerabilità dell'acquifero superficiale (Fig. 10), le aree comprese nella classe di "bassa vulnerabilità" sono quelle a soggiacenza maggiore di 20 m e corrispondono ai depositi fluvioglaciali e fluviali; anche le aree con una soggiacenza compresa tra i 10 e 20 m, sempre corrispondenti al fluvioglaciale e fluviale, hanno caratteristiche di bassa vulnerabilità.

Ben più estesa è l'area caratterizzata da condizioni di "moderata vulnerabilità": essa corrisponde a valori di soggiacenza comprendenti le classi 5-10 m e 10-20 m nelle quali sono però presenti, a volte, depositi sartumosi, palustri e torbosi.

Le aree ad "alta vulnerabilità" corrispondono essenzialmente alle fasce alluvionali attuali e recenti con una soggiacenza comprendente le classi 3-5 m e 5-10 m.

Le aree ad "elevata vulnerabilità", infine, sono presenti dove la soggiacenza è inferiore a 3 m e corrispondono alle alluvioni attuali e recenti, e, quindi ad una serie di fasce di terreno parallele ai corsi d'acqua.

Anche la falda impostata nel materasso alluvionale ben permeabile presente all'interno delle valli alpine, risulta facilmente vulnerabile all'inquinamento sia diretto che trasmesso dal corso d'acqua, dati i rapporti di interdipendenza idraulica.

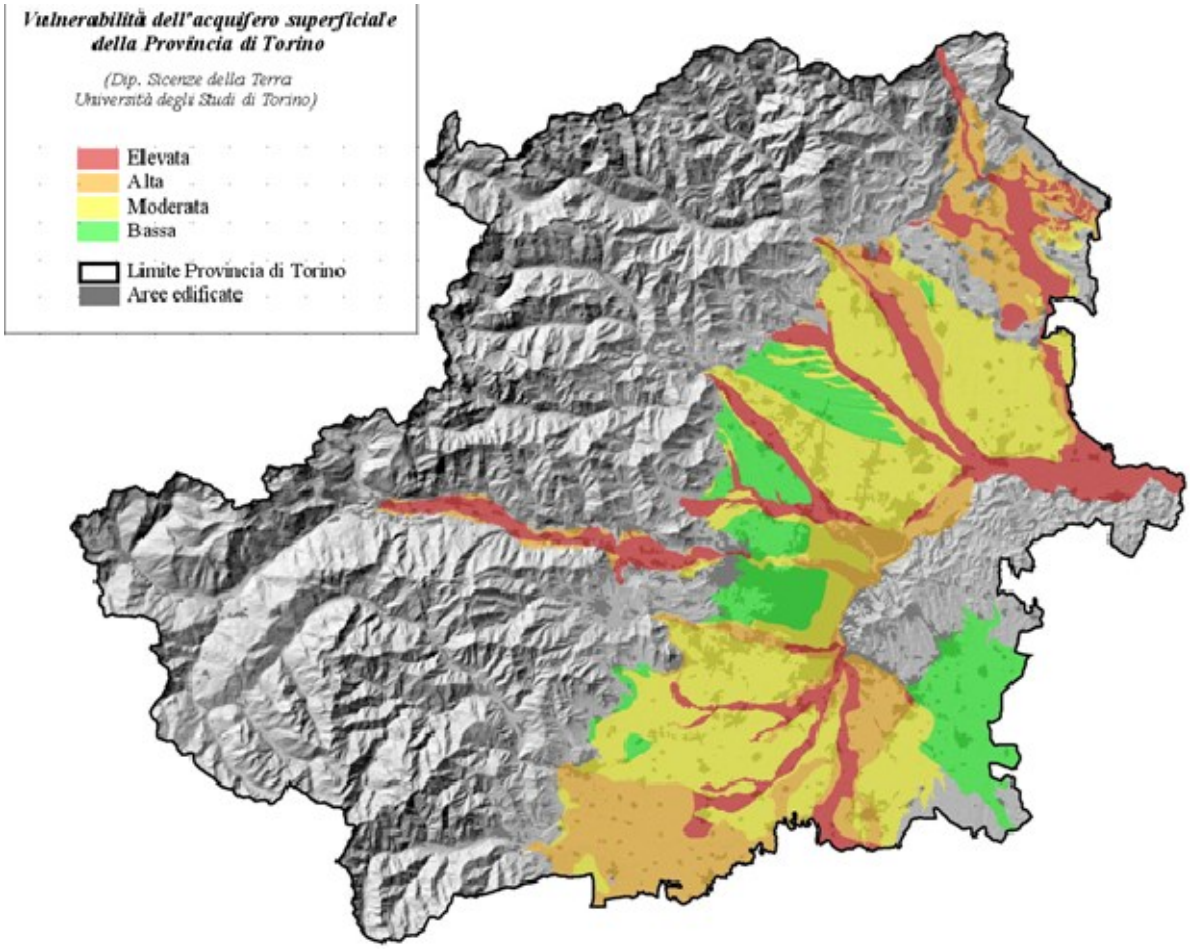



*Fig. 12. Carta della vulnerabilità dell'acquifero superficiale*

Nei settori pedemontani e pedecollinari, corrispondenti alle zone altimetricamente più rilevate dei sistemi di flusso, si verificano frequentemente condizioni in cui esiste un gradiente idraulico verticale negativo fra acquiferi sovrapposti; in queste condizioni gli scambi idrici fra la falda superficiale e quelle più profonde è diretto verso i termini inferiori. Queste zone risultano quindi particolarmente importanti sotto il punto di vista della vulnerabilità degli acquiferi, in quanto, a causa della possibilità di flusso discendente, un eventuale carico inquinante potrebbe essere trasmesso anche alle falde profonde, con la possibilità di interessare l'intero corpo idrico, anche laddove esso risulterebbe naturalmente protetto.

Nel territorio metropolitano le principali zone dove si possono rinvenire queste condizioni risultano essere i settori apicali dei conoidi degli affluenti in sinistra orografica del Po, compresi fra la Dora Baltea ed il Pellice.

## 1.4 Capacità protettiva dei suoli nei confronti delle acque sotterranee

A completamento del quadro relativo all'idrogeologia, e strettamente collegato con le caratteristiche di vulnerabilità della falda idrica trattate sopra, il presente paragrafo illustra una breve panoramica su quelli che sono gli aspetti di capacità protettiva dei suoli.

Il suolo è un sistema naturale in grado di proteggere il complesso delle acque profonde e superficiali dall'inquinamento intercettando gli inquinanti, agendo da filtro e da tampone e favorendo le trasformazioni biochimiche. Queste caratteristiche determinano la capacità protettiva dei suoli nei confronti delle acque sotterranee. Tale capacità varia da suolo a suolo in funzione di specifici caratteri chimici, fisici e biochimici. I fattori che nell'insieme definiscono la vulnerabilità della falda rispetto ad un potenziale contaminante sono:

- caratteristiche e qualità del suolo;
- natura del substrato;
- tipologia dei depositi litologici della zona insatura;

- profondità e tipo della falda freatica.

Inoltre la vulnerabilità di una falda, oltre che dalle caratteristiche geopedologiche, è correlata alla facilità con cui gli inquinanti si muovono. Infatti, i fattori che influenzano la probabilità che un contaminante posto sulla superficie del suolo possa penetrarvi e scendere lungo il suo profilo comprendono:

- caratteristiche dello specifico contaminante;
- caratteristiche fisico-chimiche del suolo (caratteri che facilitano il movimento verticale e laterale degli inquinanti; caratteri che influenzano la velocità del movimento dell'inquinante; caratteri che condizionano la degradazione o l'attenuazione dei potenziali contaminanti).

Tra i numerosi modelli, pedofunzioni e classificazioni parametriche esistenti, sulla base della metodologia messa a punto dal "*Soil Survey and Land Research Centre*" inglese (J.M. Hollis, 1991) e adattata ai pedoambienti del Piemonte, l'IPLA (Istituto per le Piante da Legno e l'Ambiente) ha messo a punto una tabella di valutazione per la definizione della "Capacità protettiva dei suoli" nei confronti delle acque profonde.

In funzione prevalentemente dei parametri fisici del suolo sono state individuate quattro classi di capacità protettiva (Tab. 3) organizzate in uno schema che segue la legge del minimo, vale a dire che è sufficiente che un solo parametro considerato rientri in una classe per poterla attribuire all'intero suolo.

| CAPACITA' PROTETTIVA | SCHELETRO IN % | TESSITURA | PRESENZA DI CREPACCIATURE | PROFONDITÀ DELL'ORIZZONTE PERMANENTEMENTE RIDOTTO IN CM |
|---|---|---|---|---|
| ALTA | 0-15 | FA, FLA, L, A, AL | Assenti | Assente o >150 |
| MODERATAMENTE ALTA | 16-35 | FL, F, FSA, AS | Reversibili che interessano il solo topsoil | 101-150 |
| MODERATAMENTE BASSA | 36-60 | FS | Irreversibili che interessano il solo topsoil | 50-100 |
| BASSA | >60 | SF, S | Che interessano topsoil e subsoil | <50 |

*Tab. 3. Schema per la definizione della capacità protettiva del suolo nei confronti delle acque sotterranee (IPLA).*

Come si evince dalla tabella di valutazione, solo alcuni caratteri del suolo vengono considerati nella definizione della capacità protettiva, e nello specifico essi sono:

Scheletro: la presenza o meno di scheletro e la sua quantità relativa in volume, è uno dei parametri fisici fondamentali nella definizione della capacità protettiva. La funzione di depurazione delle acque che un suolo può realizzare dipende, infatti, direttamente dalla velocità con la quale l'acqua (e gli inquinanti in essa disciolti) attraversano il suolo e dalla quantità di terra fine presente capace di trattenere e successivamente consentire la degradazione delle molecole che possono causare inquinamento delle acque profonde. Un suolo molto ricco di scheletro è, per differenza, un suolo povero di terra fine (la frazione capace di trattenere l'acqua e di fissare eventuali inquinanti). Per questa ragione che quando la presenza percentuale di ciottoli e pietre supera alcuni livelli percentuali diminuisce la possibilità per il suolo di attenuare eventuali impatti di inquinanti.

La valutazione della percentuale di scheletro del suolo da considerare nella tabella deriva dalla media ponderata tra i valori stimati, orizzonte per orizzonte, da 25 cm (o dalla profondità delle arature) fino a 100 cm.

Tessitura: la tessitura definisce il rapporto percentuale che esiste all'interno della terra fine tra le principali componenti: sabbia, limo e argilla. Come ricordato in precedenza la capacità di un suolo di ridurre l'impatto degli inquinanti dipende direttamente dalla velocità con la quale l'acqua lo attraversa. É per questo motivo che suoli più ricchi di sabbie, quindi più permeabili, sono da considerare meno protettivi rispetto a suoli molto ricchi in limi e argilla che invece, proprio per una permeabilità molto scarsa sono da considerare a maggior grado di protezione.

La valutazione della tessitura del suolo da considerare nella tabella deriva dalla media ponderata tra i valori stimati, orizzonte per orizzonte, da 25 cm (o dalla profondità delle arature) fino a 100 cm.

Presenza di crepacciature: questo è un aspetto per la verità non molto frequente in Piemonte che invece rappresenta un problema in altre aree italiane. Malgrado ciò, si segnala comunque che in zone localizzate

- e più diffusamente nella pianura alessandrina - la presenza di crepacciature ha una sua influenza sulla discesa delle acque verso il basso. Suoli molto argillosi e ricchi di argille espandibili hanno, infatti, la caratteristica di aumentare di volume durante la fase di inumidimento e ridurlo notevolmente allo stato secco. Sulla superficie del suolo si formano così, con clima asciutto, crepe che possono raggiungere ragguardevoli dimensioni sia in ampiezza che in profondità (fino a oltre 60 cm). É in queste condizioni che successive precipitazioni possono scendere immediatamente a notevole profondità, senza attraversare in alcun modo il suolo ma infiltrandosi all'interno delle crepe.

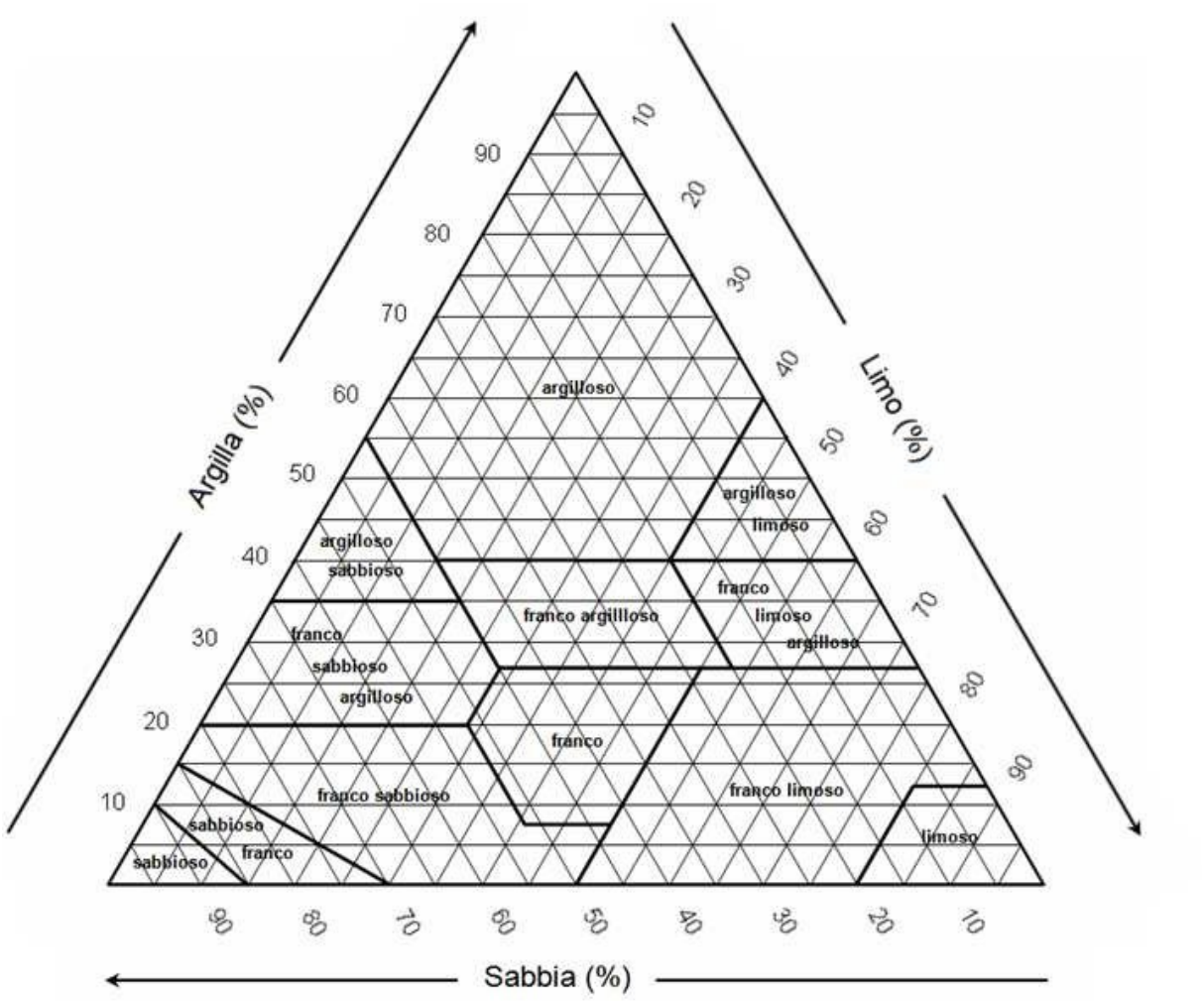



*Fig. 13. Triangolo per la determinazione della classe tessiturale ( USDA).*

La valutazione di questo aspetto è assai complessa in quanto nella maggior parte dei casi quando si procede al rilevamento dei suoli le crepacciature non sono visibili (presenza di umidità nel terreno, terreni lavorati). Interviste ai conduttori delle aziende consentono di avere notizie su questa caratteristica dei suoli. È importante fare attenzione di non considerare piccole crepe che si formano un po' su tutte le tipologie pedologiche come un problema. Per dare un'indicazione esemplificativa la definizione in tabella di "crepacciature reversibili che interessano il solo topsoil" sono crepe profonde almeno una ventina di cm. Profondità dell'orizzonte permanentemente ridotto: la riduzione totale o prossima alla totalità di un orizzonte (colori grigi, bluastri o verdastri) è il segno di una falda che nella maggior parte dell'anno staziona alla profondità individuata dal limite superiore dell'orizzonte. Ciò significa che il suolo nella maggior parte dell'anno può svolgere la sua funzione di depurazione solo negli orizzonti superiori a quello permanentemente ridotto. É evidente che maggiore è la profondità del suolo utile alla depurazione e maggiore sarà la possibilità di ridurre un eventuale impatto.

Con l'applicazione di questa metodologia alle Unità Cartografiche della carta dei suoli a scala 1:250.000, l'IPLA è giunta alla produzione cartografica che classifica la capacità protettiva del suolo nei confronti delle acque sotterranee (Fig. 14).

La stessa metodologia, con alcune specifiche di maggior dettaglio, è stata applicata nella definizione delle carte di capacità protettiva dei suoli nei confronti delle acque profonde a scala 1:50.000. In questo caso, oltre alla definizione delle 4 classi (alta, moderatamente alta, moderatamente bassa, bassa) sono state definite, per ciascuna classe, due sottoclassi: "alta capacità di adsorbimento" e "bassa capacità di adsorbimento".

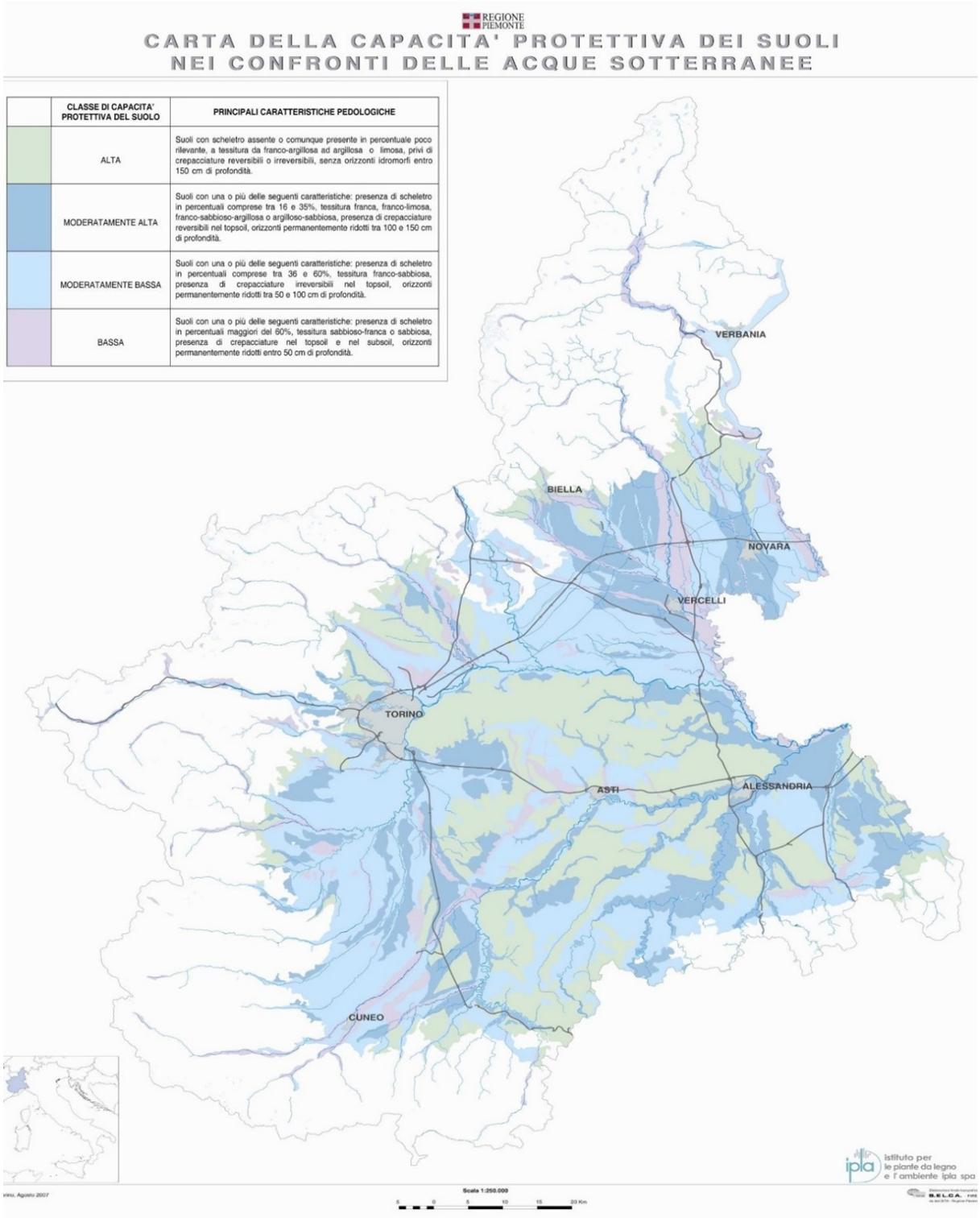



*Fig. 14. Carta della capacità protettiva dei suoli nei confronti delle acque sotterranee (Scala 1:250.000 - Regione Piemonte).*

La definizione delle sottoclassi deriva dall'esame di alcuni tra i parametri chimici e fisici di maggiore rilevanza in rapporto alla capacità del suolo di adsorbire i possibili inquinanti sul complesso di scambio: pH, argilla % e quantitativo di C organico % (Tab. 4).

L'attribuzione della sottoclasse di riferimento a ciascuna classe è schematizzata nella tabella seguente.

| | pH < 5,5 | pH □ 5,5 | |
|---|---|---|---|
| | | Argilla □18% | Argilla >18% |
| C organico □1,6 % | BASSO | BASSO | ALTO |
| C organico >1,6 % | BASSO | ALTO | ALTO |

C organico e argilla%: si valutano nel topsoil (il primo orizzonte soggetto alle periodiche lavorazioni agrarie).

pH: analogamente a quanto detto per scheletro e tessitura si valuta come media ponderata tra i valori analitici derivati dagli orizzonti compresi tra 25 cm (o dalla profondità delle arature) fino a 100 cm.

*Tab. 4. Schema per la definizione delle sottoclassi della capacità protettiva del suolo (IPLA).*

La cartografia a scala 1:50.000 è realizzata per i Fogli 114, 115, 134, 135, 136, 155, 156, 157, 172, 173, 174, 190 e 191 della CMTo, ed è disponibile sul sito internet della Regione Piemonte.

Di seguito viene presentato un esempio di una tavola a scala 1:50.000 classificata secondo la metodologia descritta. Dai dati cartografici a disposizione per le aree pianeggianti (Figg. 11 e 12), in estrema sintesi emerge che nell'ambito dell'area metropolitana le superfici meno protettive sono concentrate a nord e nord-est di Torino e in corrispondenza dei fondovalle dei principali torrenti (Pellice, Chisone, Sangone, Dora Riparia, Stura di Lanzo, Malone, Orco), un comportamento intermedio, dato da suoli con bassa capacità protettiva, è presente a sud e sud-ovest di Torino (nel basso pinerolese) e immediatamente a nord di Torino nel basso canavesano (Ciriè, Caselle, S. Maurizio Canavese, ...), mentre la migliore capacità protettiva è riscontrabile a est e sud-est dove, in corrispondenza delle aree collinari tra Moncalieri, Carmagnola e Brusasco, il valore è moderatamente alto e alto. Nella media generale, seguendo l'andamento a scala regionale, la classe più rappresentata nella Città metropolitana di Torino è la "Capacità protettiva moderatamente bassa e basso potenziale di adsorbimento", vale a dire che sia le caratteristiche fisiche, sia quelle chimiche che possono essere a parziale compensazione delle altre, non sono mediamente sufficienti a garantire una buona protezione delle falde.

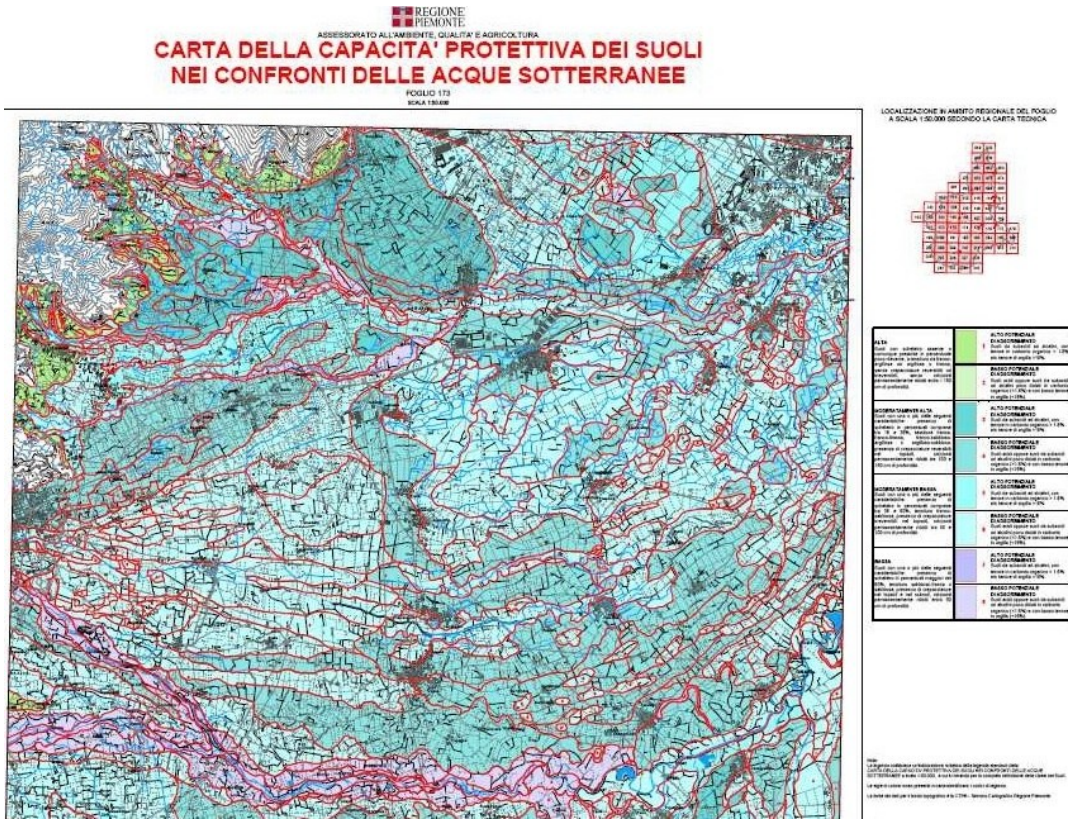



*Fig. 15. Carta della capacità protettiva dei suoli nei confronti delle acque sotterranee (Scala 1:50.000 - Foglio 173): Area di pianura a sud-ovest di Torino fino al corso dei fiumi Pellice e Chisone.*

## 2 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI


Conferenza permanente per i rapporti tra lo Stato e le Regioni e le Province Autonome- Accordo

12 dicembre 2002 - Linee guida per la tutela della qualità delle acque destinate al consumo umano e criteri generali per l'individuazione delle aree di salvaguardia delle risorse idriche di cui all'art. 21 del decreto legislativo 11 maggio 1999, n. 152.

Città metropolitana di Torino Assessorato Pianificazione Territoriale Area Territorio, Trasporti e Protezione Civile Servizio Pianificazione Territoriale (Coordinamento: Dott. P. Foietta, Responsabile: Arch. G. Savino), 2003. Piano di Coordinamento Territoriale Provinciale.

Città metropolitana di Torino Assessorato Risorse Idriche, Qualità dell'Aria e Inquinamento Atmosferico, Acustico ed Elettromegnetico (Coordinamento: Dott.ssa P. Molina, Responsabile: Ing. I. Bottino), 2006. Piano Provinciale delle Attività Estrattive.

Città metropolitana di Torino Assessorato alle Risorse Idriche e Atmosferiche Area Ambiente, Parchi, Risorse Idriche e Tutela della Fauna Servizio Gestione Risorse Idriche (L. Capilongo, C. Cotterchio, P. Faliero, C. Ferrero, V. Latagliata, B. Pantaleo, A. Rinaldi), Università degli Studi di Torino Dipartimento di Scienze della Terra (G. Bortolami, D.A. De Luca, L. Masciocco, A. Morelli di Popolo e Ticineto), 2003. Le acque sotterranee della pianura di Torino - Carta della base dell'acquifero superficiale - Note illustrative.

Università degli Studi di Genova Dipartimento di Ingegneria Ambientale (L. Lanza), 2003/2004. Appunti del Corso di 'Gestione delle risorse idriche'.

Università degli Studi di Torino Dipartimento di Scienze della Terra, Giugno 1998. Individuazione di aree potenzialmente idonee alla realizzazione di impianti di smaltimento rifiuti. Proposta di una rete di controllo e di monitoraggio quali-quantitativo delle acque superficiali e sotterranee. Realizzazione di cartografie tematiche aggiornabili.