

**CORSO A SCELTA – II SEMESTRE – a.a. 2017/2018**

**AULA Biblioteca Sez. Scienze Chimico-Agrarie – 09:00-13:00**

# Geografia e Valutazione del Suolo

LEZIONE 11-12 / 35

## Introduzione alla Geomorfologia

*Giuliano Langella*  
[glangella@unina.it](mailto:glangella@unina.it)

*UNINA - Dip. di Agraria  
pedo-calc lab 081/2532136 (CRISP)*



UNINA

## Comunicazioni di servizio

- link per i materiali del corso  
<https://github.com/giulange/Didattica.git>
- esercitazione: topografia → fotointerpretazione vs digital terrain analysis
- (le lezioni in cui non ci sarò...) → 8-14 Aprile 2018 (EGU)
- uso del PC nelle lezioni successive → installare Google Earth
- connessione internet in aula? → verificare!! Altrimenti prendiamo aula informatica per l'esercizio sulla topografia (giovedì prossimo 09-13)
- esercizio finale di campo: ...
- esame finale: esercizio di campo + esercizio aula + prova orale

Durata

70h / 26 incontri

9 CFU

orari

merc 09-11

giov 09-13

# Presentazione del corso

## sintesi degli argomenti trattati

### Temi

*Introduzione al corso*

*Viaggio nel suolo*

*Le proprietà degli orizzonti*

*Cartografia dei suoli*

*Pedometria*

*Tecniche di Valutazione delle terre*

(scala territoriale : fattori di formazione, ~processi pedogenetici)

(desc.prof, camp., propri. fis. chim.)

(geomorf., fotointer., rilev. e cartogr., class., lett. ed interp. carte)

(Variabilità spaziale, GIS & model., WebGIS, R, stats, geostats)

(land capability & suitability)

# Contenuto della Lezione

- CLORPT
- Topografia
- Litologia / Geomorfologia
  - Processi endogeni
    - Tettonica delle placche
  - Processi esogeni
    - Erosione
    - Trasporto
    - Sedimentazione

- Fotointerpretazione
  - Riconoscimento delle unità
  - Costruzione delle Legenda



prossima lezione

# **Soil survey phases and the role of visual interpretation**

## **1. Information collection**

All existing surveys, including reports, maps (also topographic), databases, DEM, etc are collected and studied in order to learn about the area.

## **2. Stratification (visual interpretation)**

This comprises the division of the survey area into geographical units, normally done according to the understanding of **geomorphology/soil relationships**. This is exactly the phase where **image interpretation** plays an important role. On the map, where these units are presented, **every unit is marked by a symbol. These units are described in a legend**. The legend describes the basic elements on the basis of which the unit is demarcated such as geomorphologic features and lithology. The construction of a legend is an essential part of soil mapping and often requires a greater mental effort than any other part of it. The legend in its layout usually gives a certain grouping of the units on different levels (landtype, sublandtype, and mapping units in physiographic analysis, or relief-type, lithology and landform when geopedologic approach to image interpretation is applied. In the coming chapters it will become clearer how the legend of the interpretation map is made.

# **Soil survey phases and the role of visual interpretation**

## **3. Soil description and characterization**

This involves the **detailed description of representative profiles of the individual soils** and a description of their range of characteristics. This is done on the basis of **field observations** in profile pits, road cuts, quarries and from auguring. A generally accepted guide for the description of soils is the Soil Survey Manual (U.S. Dept. of Agriculture, 1993) and the FAO Guidelines for Soil Profile Description (FAO, 1990).

## **4. Soil classification**

The **described soils should be placed in a recognized classification system**, to enable a comparison with similar soils elsewhere and to assist in understanding and remembering the similarities and differences among the soils of the area. Such a classification system may be national, or international such as Soil Taxonomy (USDA, 1998).

## **5. Soil survey interpretation**

A soil survey only has practical value if it is followed by interpretation, where the properties of the soils are expressed in terms of their suitability for agricultural or other purposes. In this way the conclusions of the soil survey can be made also available to the interested non-soil scientists, who need the soils data as an indispensable item in development planning of the surveyed area.

# Equazione di Jenny (1941)

$$s = f (cl, o, r, p, t, \dots)$$

dove:

**s** = proprietà del suolo

**cl** = clima

**o** = organismi

**r** = *topografia & geo-morfologia*

**p** = *parent material (roccia madre)*

**t** = tempo

**TOPOGRAFIA**  
**&**  
**LE CARTE TOPOGRAFICHE**

## *Rappresentazioni rimpicciolite*

**GLOBI**



modelli della Terra di forma sferica

**CARTE GEOGRAFICHE**



figurazioni della Terra  
su una superficie piana

Sulla base del metodo utilizzato  
per la loro costruzione si  
distinguono in:

CARTE RILEVATE

basate su misure ed  
osservazioni dirette

CARTE DERIVATE

Semplificazioni e  
riduzioni di carte rilevate

### **CLASSIFICAZIONE DELLE CARTE GEOGRAFICHE**

CONTENUTO

1) Carte generali

3) Carte tematiche

2) Carte speciali

SCALA

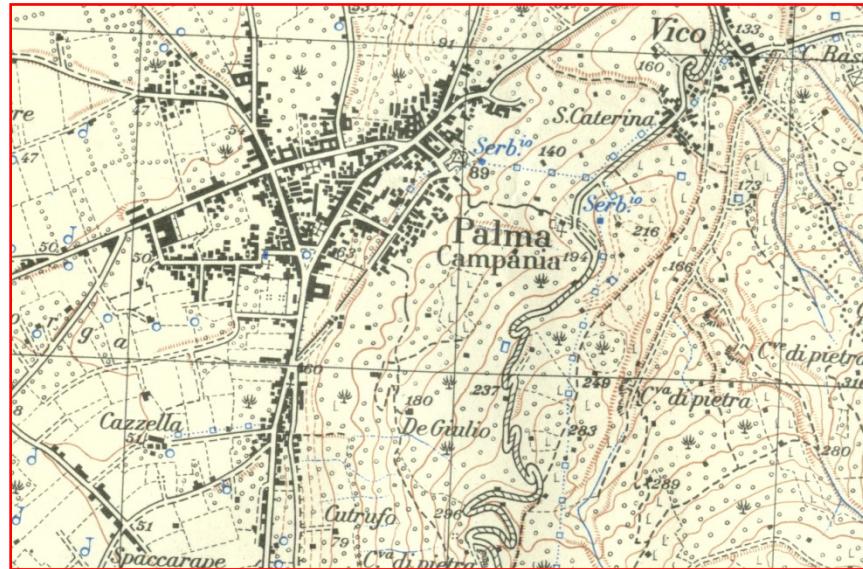
1) Piante e mappe

3) Carte corografiche

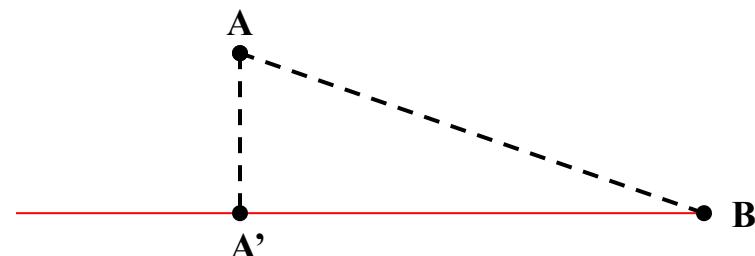
2) Carte topografiche

4) Carte geografiche

# LE CARTE TOPOGRAFICHE



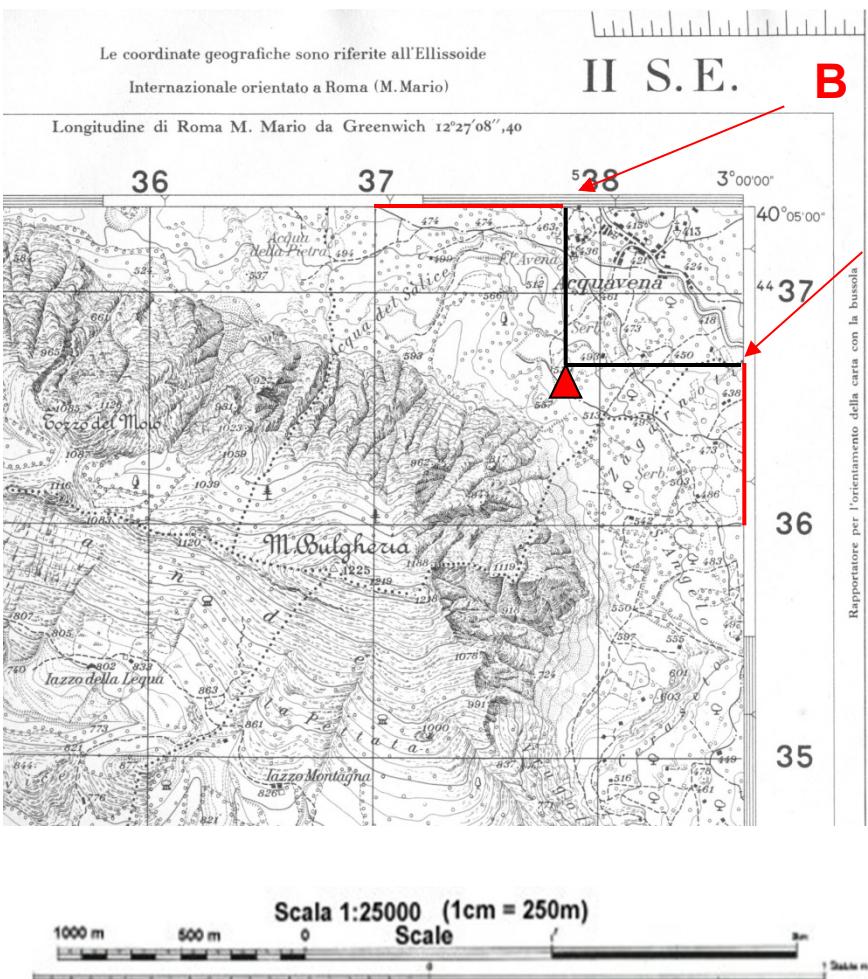
**Le Carte topografiche sono rappresentazioni planimetriche della morfologia di un'area e rappresentano uno strumento indispensabile per una corretta lettura e valutazione del paesaggio.**



Sulle carte topografiche NON vengono rappresentate le distanze reali tra due punti, bensì le distanze in proiezione orizzontale.

## TAVOLETTA TOPOGRAFICA I.G.M.I.

### UTILIZZO DI CARTA TOPOGRAFICA



B longitudine

A latitudine

**Calcolo latitudine e longitudine in coordinate U.T.M.**

$$A = 28 \text{ mm}$$

$$40\text{mm} : 1\text{km} = 28\text{mm} : x$$

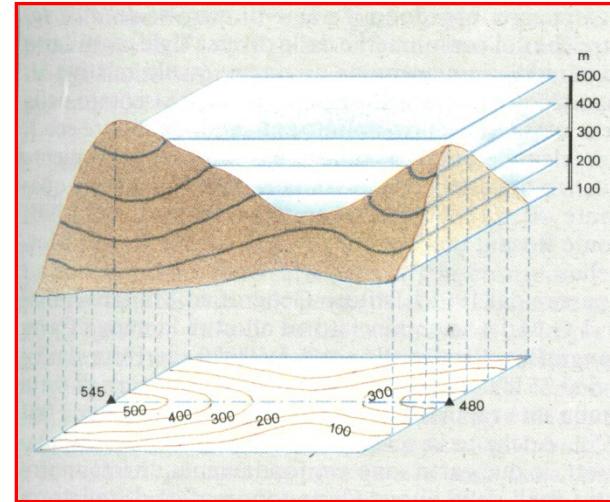
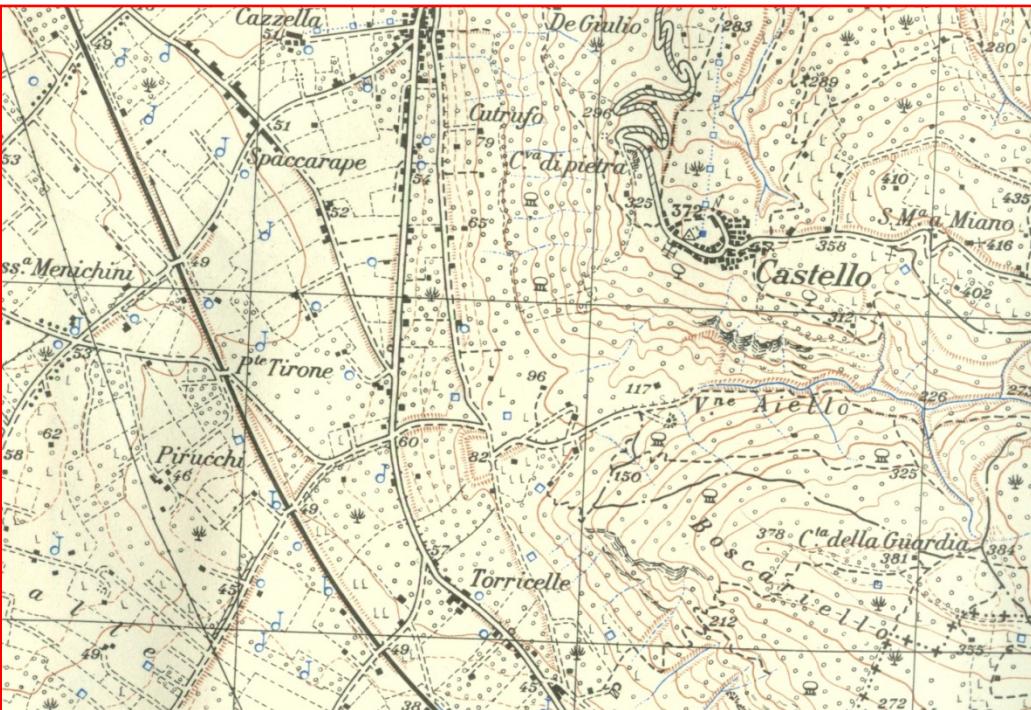
$$\text{Latitudine} = 4436000\text{m} + 700\text{m} = 4436700\text{N}$$

$$B = 34 \text{ mm}$$

$$40\text{mm} : 1\text{km} = 34\text{mm} : x$$

$$\text{Longitudine} = 537000\text{m} + 850\text{m} = 537850\text{E}$$

# LE ISOIPSE

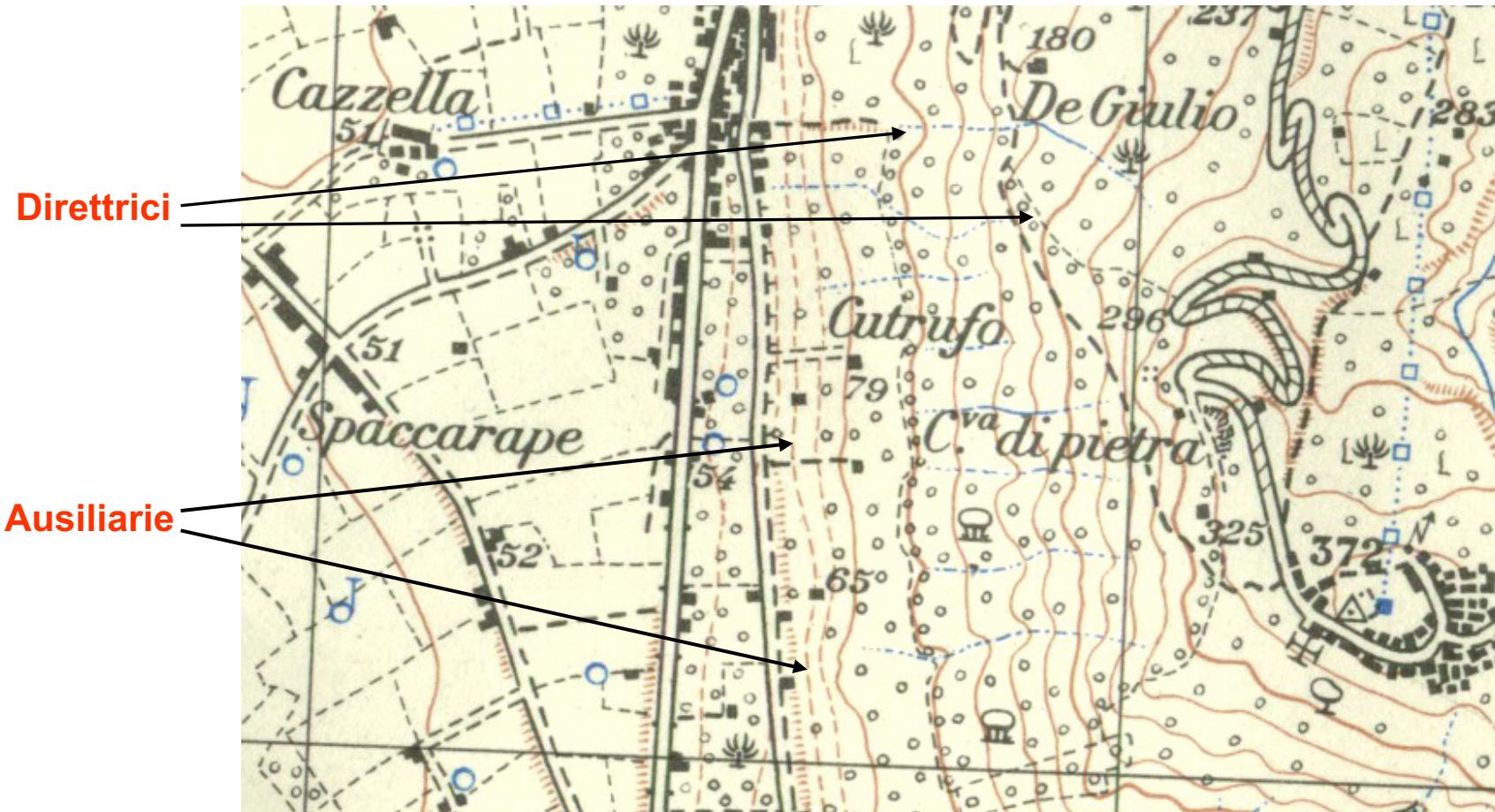


Le **isoipse** o **curve di livello** sono linee immaginarie che congiungono tutti i punti aventi la medesima quota. Pertanto, l'altitudine è un primo parametro direttamente valutabile da una prima osservazione di una carta topografica. La rappresentazione del rilievo avviene proprio mediante le isoipse.

L'intervallo di quota tra due isoipse adiacenti viene detto **equidistanza** e varia secondo la **scala** della carta. L'equidistanza è indicata a margine della carta stessa.

## LE ISOIPSE

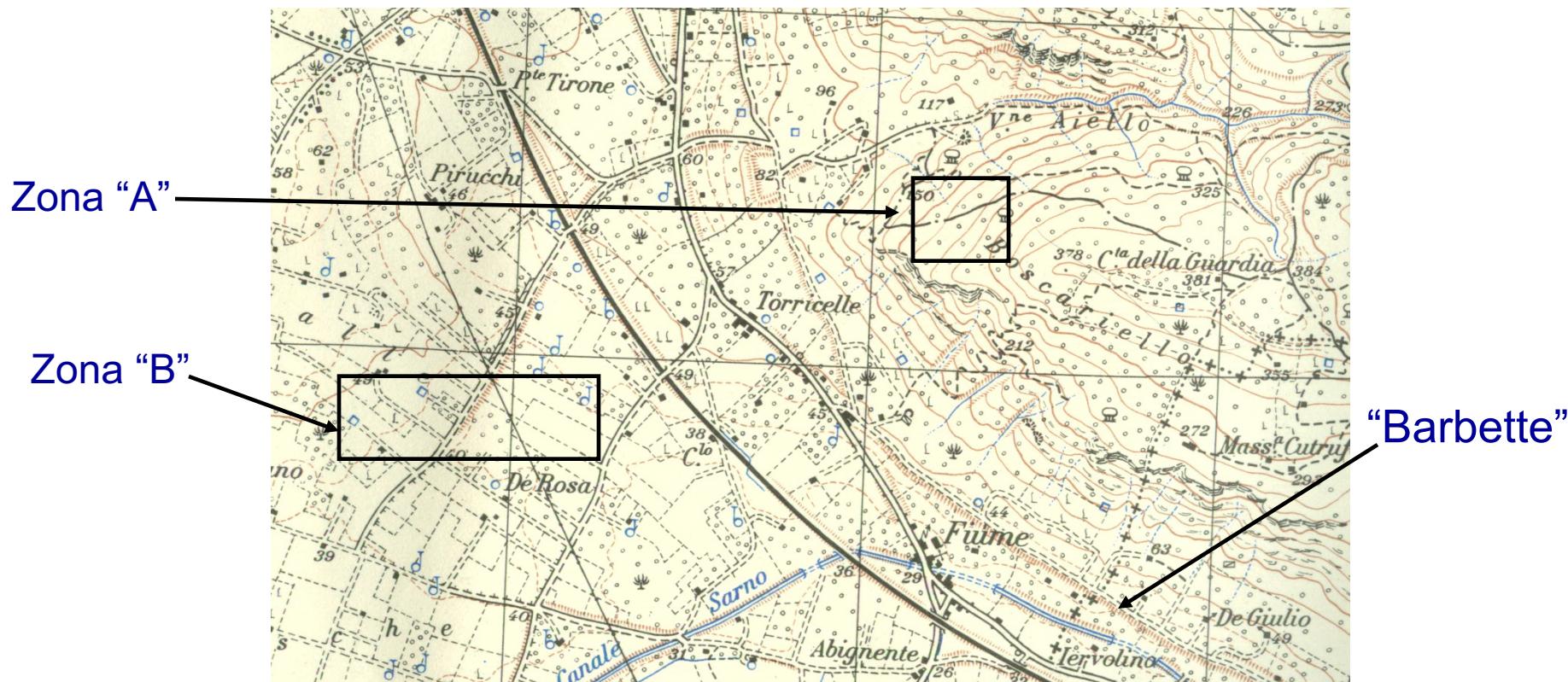
Alcune isoipse sono disegnate con tratto più spesso. A tali isoipse si dà il nome di **DIRETTRICI**



Altre isoipse sono rappresentate mediante linee tratteggiate: **AUSILIARIE**. Esse marcano la topografia di aree a pendenza particolarmente dolce. La presenza di isoipse ausiliarie è, dunque, indice di basse pendenze.

# VALUTAZIONE QUALITATIVA DELLA PENDENZA

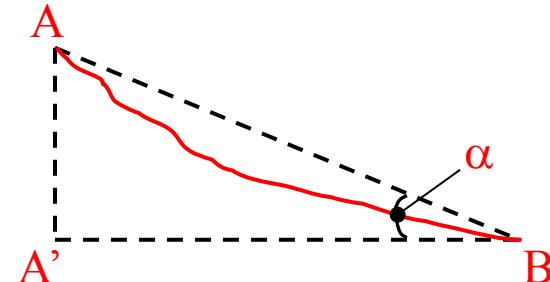
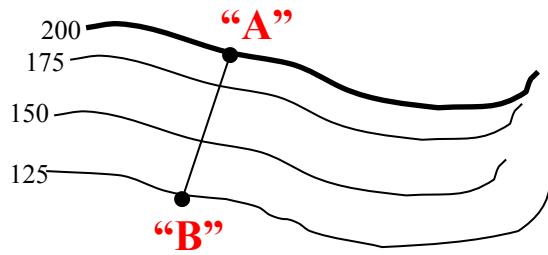
Un ulteriore parametro valutabile da una carta topografica è la **pendenza**: è tanto maggiore quanto più sono ravvicinate le isoipse. Ad esempio, la zona A sarà caratterizzata da pendenze maggiori rispetto alla zona B



Quando le pendenze sono troppo elevate per poter essere rappresentate da isoipse (ad esempio nel caso di scarpate) viene utilizzata una particolare simbologia (**"barrette"**)

# VALUTAZIONE QUANTITATIVA DELLA PENDENZA

Oltre che qualitativamente, la pendenza su una carta topografica può essere valutata anche quantitativamente. Supponiamo di avere a disposizione una carta in scala **1:25.000**; ciò significa che 1 cm sulla carta sarà uguale a 25.000 cm (=250 m) sul terreno. In tali carte, l'equidistanza è di 25 m. Supponiamo che l'andamento delle isoipse sia il seguente:



Vogliamo calcolare la pendenza media tra i punti "A" e "B". In primo luogo, tracciamo sulla carta il segmento "AB". Successivamente, misuriamo la distanza tra A e B che, nella figura a destra corrisponde al tratto **A'B**. Ipotizziamo che tale distanza sia di **1,5 cm**; poiché la scala è 1:25.000, avremo che la lunghezza del tratto **A'B** sarà:

$$1,5 \text{ cm} \times 25.000 = 37.500 \text{ cm} = 375 \text{ m}$$

A questo punto, osserviamo il dislivello tra "A" e "B": "A" è a quota **200 m s.l.m.**, mentre "B" è a quota **125 m s.l.m.**. Pertanto il dislivello sarà:

$$200 - 125 = 75 \text{ m}$$

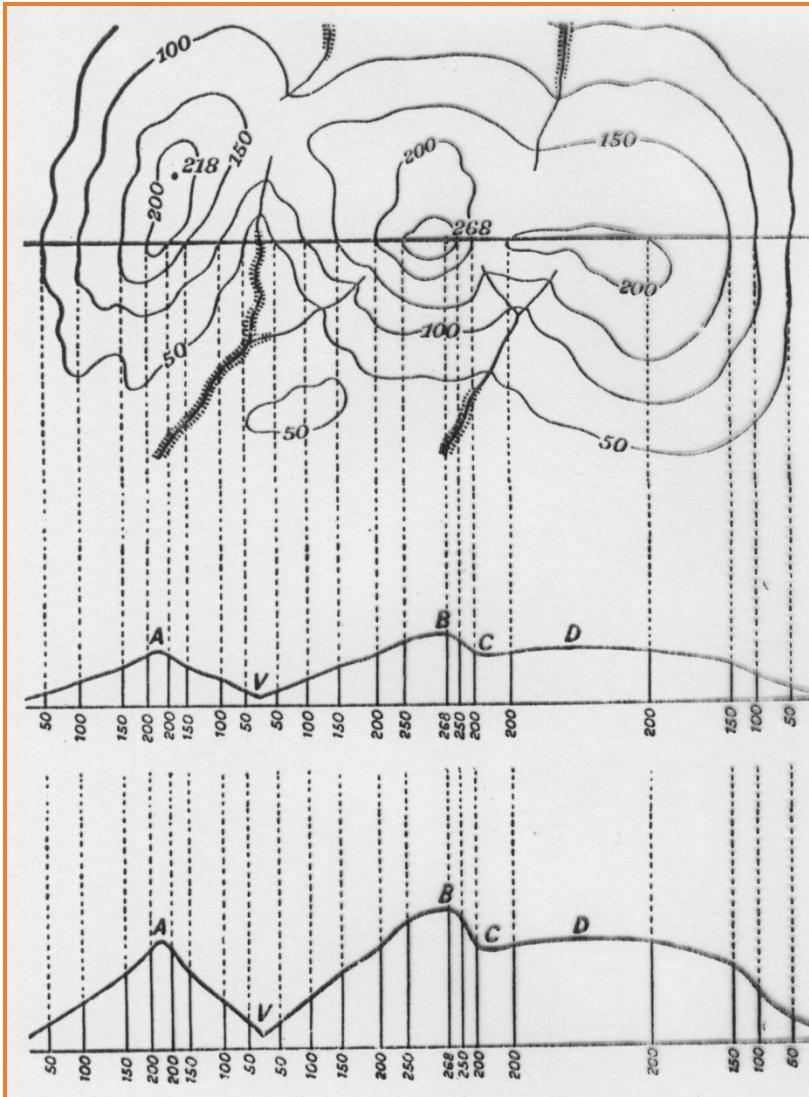
Tale dislivello sarà uguale al segmento **AA'** nella figura a destra.

La pendenza sarà data dall'angolo **α**. Dalla trigonometria, sappiamo che

$$\operatorname{tg}(\alpha) = \operatorname{sen}(\alpha) / \operatorname{cos}(\alpha) = AA' / A'B = 75 / 375 = 0.2$$

Poiché la pendenza si esprime in (%), avremo che la nostra pendenza sarà **0.2\*100 = 20%**

# PROFILO ALTIMETRICO

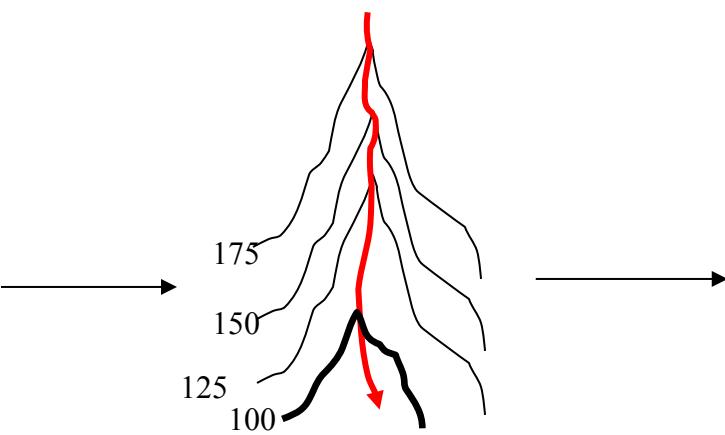


Un profilo altimetrico del terreno è l'intersezione della superficie del terreno con un piano verticale.

La costruzione dei profili altimetrici è un utile esercizio per la lettura delle carte.

# IL RICONOSCIMENTO DELLE FORME (1/2)

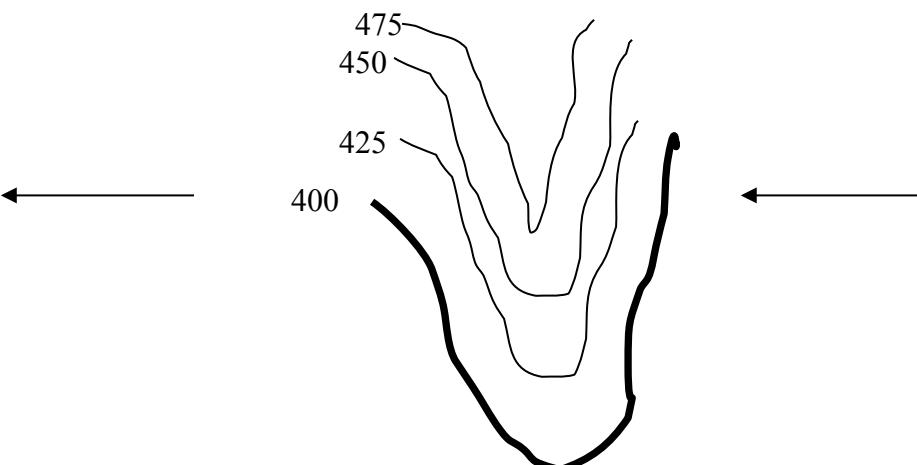
## 1) Vallecole



Le isoipse sono caratterizzate da una tipica forma a "V", con l'apice rivolto verso le quote più elevate. In valli concave verso l'alto, le isoipse assumono, invece, una forma a "U", sempre con l'apice rivolto verso le quote più elevate.

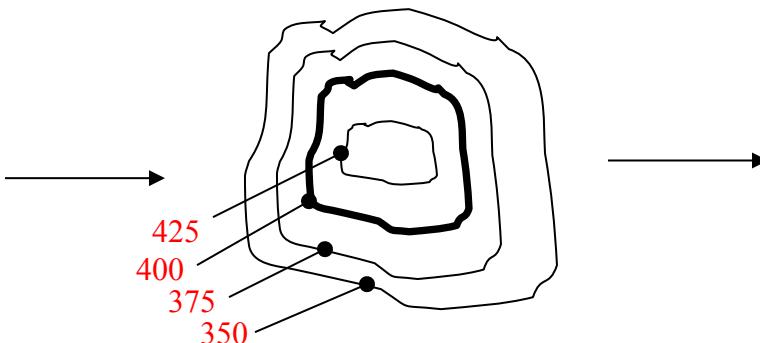
Vale il discorso opposto rispetto alle vallecole: le isoipse sono caratterizzate da una tipica forma a "V" (nel caso di crinali "affilati") o a "U" (nel caso di crinali arrotondati), con l'apice rivolto verso le quote più basse.

## 2) Crinali



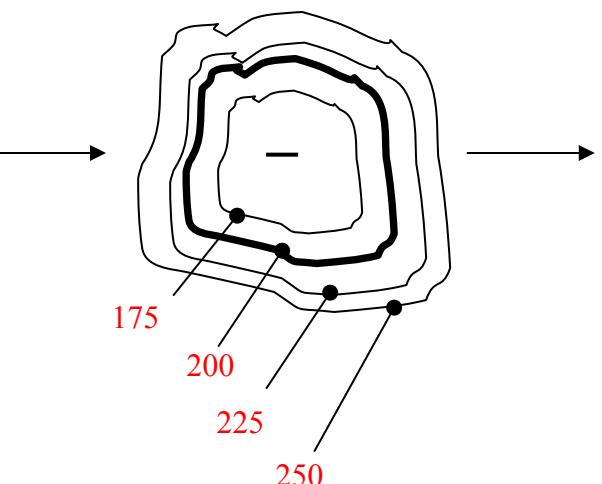
# IL RICONOSCIMENTO DELLE FORME (2/2)

## 3) Rilievi isolati

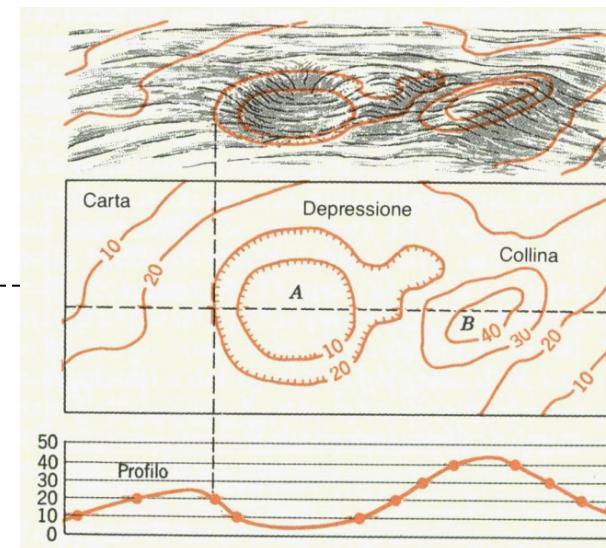


Isoipse che tendono a chiudersi. Le quote più elevate sono al centro

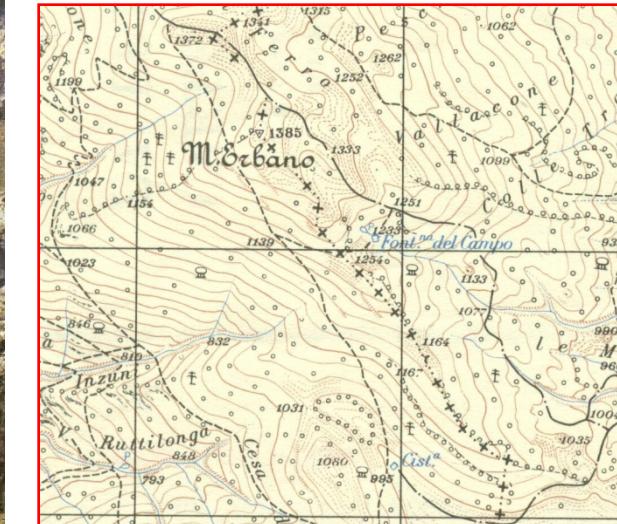
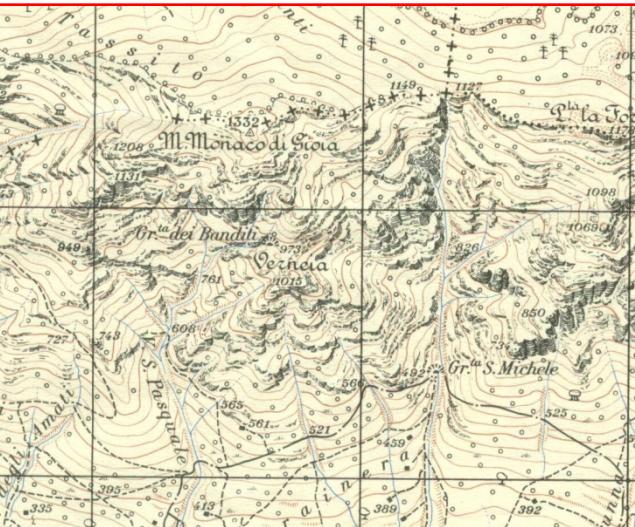
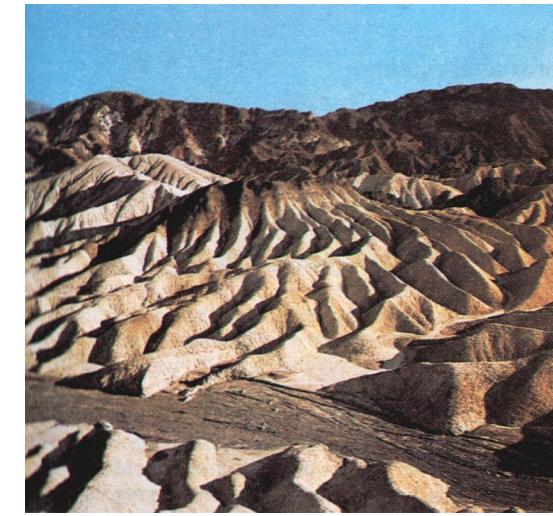
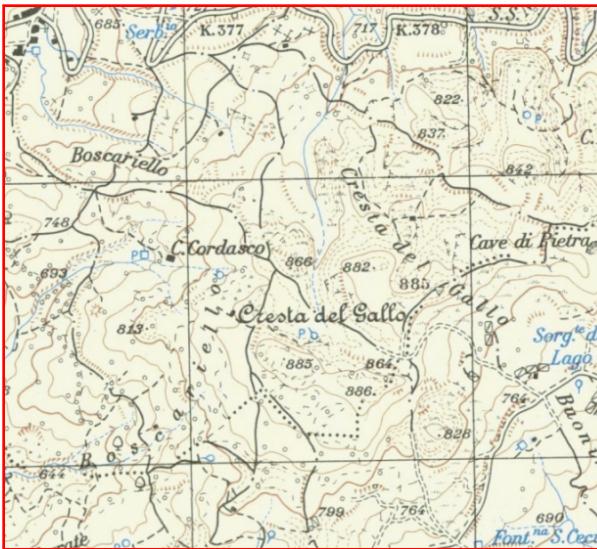
## 4) Depressioni



Isoipse che tendono a chiudersi. Le quote più elevate sono all'esterno. Generalmente, è presente un segno "meno" sul fondo della depressione.



# CARTA TOPOGRAFICA: LETTURA DELLE FORME DI PAESAGGIO



# CARTA TOPOGRAFICA E MORFOLOGIA: VESUVIO



# CARTA TOPOGRAFICA E MORFOLOGIA: LINEA DI COSTA



# Contenuto della Lezione

- CLORPT
- Topografia
- **Litologia / Geomorfologia**
  - Processi endogeni
    - Tettonica delle placche
  - Processi esogeni
    - Erosione
    - Trasporto
    - Sedimentazione

- Fotointerpretazione
  - Riconoscimento delle unità
  - Costruzione delle Legenda



prossima lezione

# **PARENT MATERIAL**

## **(litologia - geomorfologia)**

# Equazione di Jenny (1941)

$$s = f (cl, o, r, p, t, \dots)$$

dove:

**s** = proprietà del suolo

**cl** = clima

**o** = organismi

**r** = *topografia & geo-morfologia*

**p** = *parent material (roccia madre)*

**t** = tempo

## INFORMAZIONI INDIRETTE SULLA LITOLOGIA

Alcuni tipi di rocce sono più **resistenti** di altre all'**erosione**; di conseguenza, tendono a mantenere meglio e più a lungo le forme originarie: per tale motivo, esse vengono dette “**rocce conservative**”. Tipiche rocce conservative sono i calcari, le arenarie litoidi etc. Su tali rocce, prevale l'erosione “**lineare**” o “**concentrata**” (generalmente associata a corsi d'acqua ad elevata turbolenza) su quella “**areale**”. Ne risultano **morfologie regolari e pendenze generalmente elevate**.

Al contrario, rocce quali le argille, le sabbie etc. risultano **fortemente erodibili** ed evolvono, generalmente, per frane e smottamenti. Tali rocce, pertanto, danno origine a **morfologie molto più irregolari e a forme più dolci**.

La valutazione su carta topografica delle differenti morfologie costituisce, pertanto, un modo attendibile per una prima ipotesi sull'andamento dei limiti litologici, anche se solo un rilevamento di campo potrà chiarire i litotipi effettivamente presenti.



## PROCESSI ENDOGENI

## PROCESSI ESOGENI



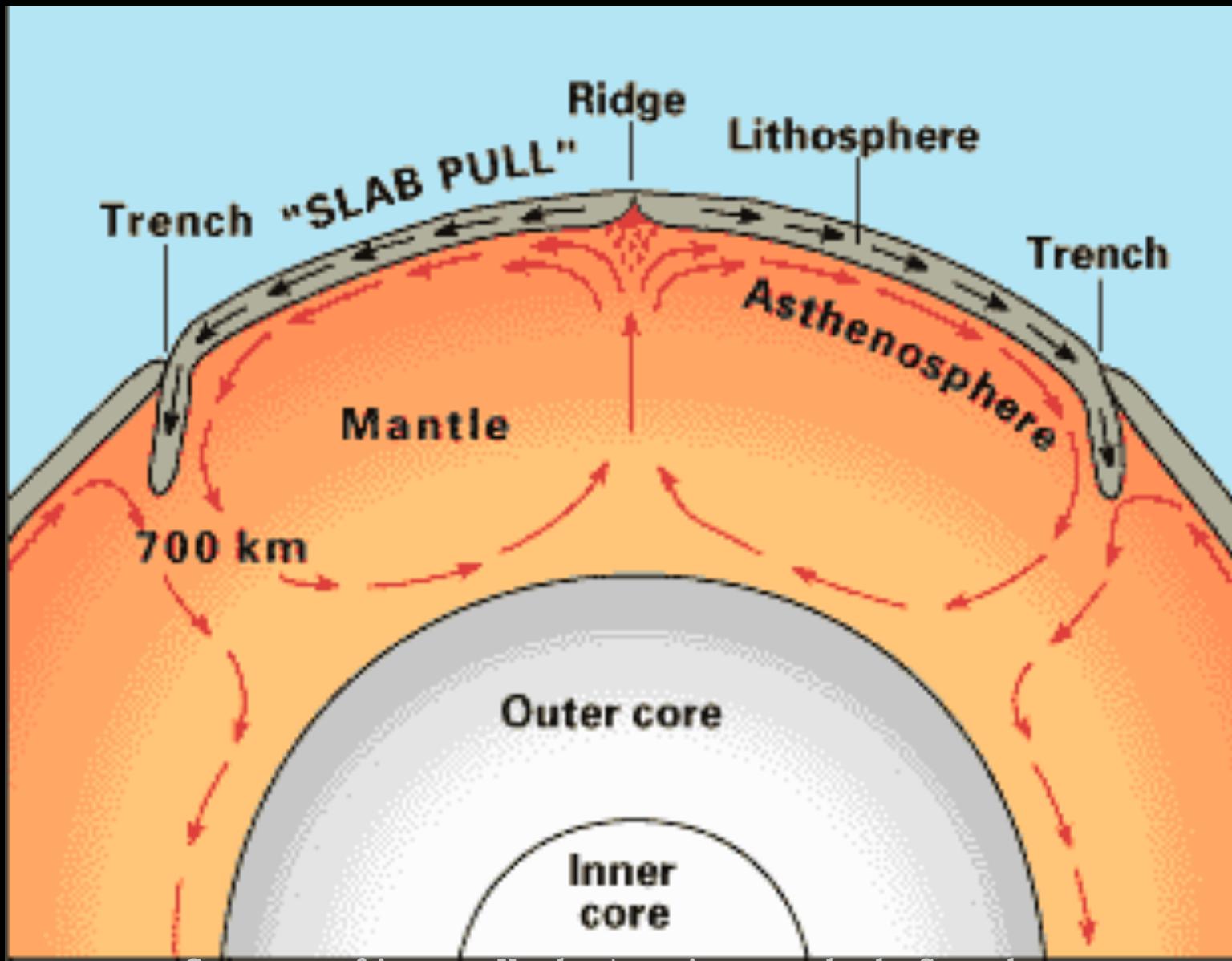
## RILIEVO TERRESTRE

I PROCESSI ENDOGENI sono legati alla dinamica interna della Terra, che si esprime in superficie ed a grande scala nel moto relativo delle *placche litosferiche*. A tale gruppo di processi appartengono i fenomeni tettonici, sismici, vulcanici, etc.

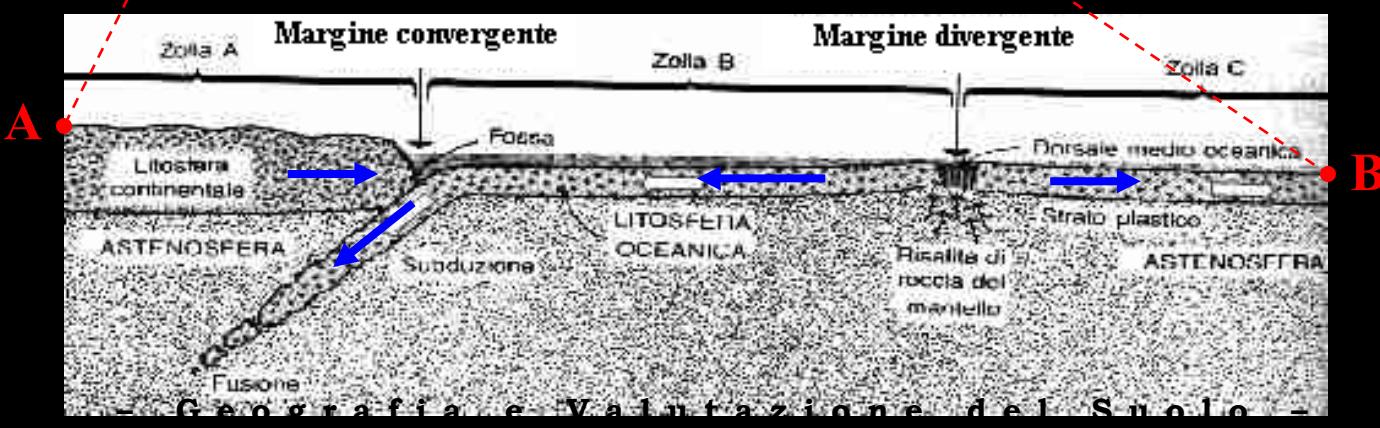
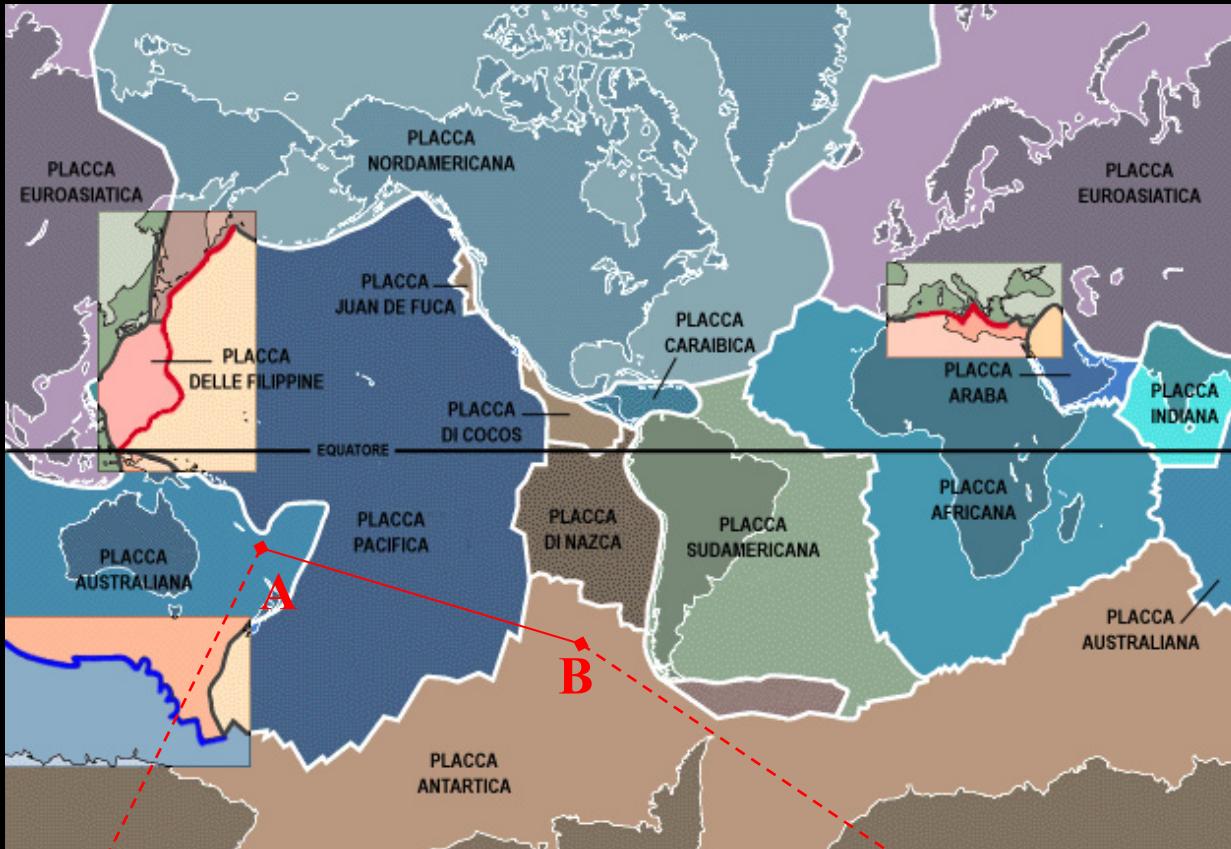
I PROCESSI ESOGENI comprendono quell'insieme di fenomeni chimici, fisici e biologici legati all'atmosfera, all'idrosfera e alla biosfera. Vi si distinguono, di solito, tre “momenti” principali, ovvero

- a) Erosione
- b) Trasporto
- c) Sedimentazione

# Il “motore” della tettonica a zolle: i moti convettivi del mantello



# La “tettonica a zolle”



# Riassumendo, i margini di placca si dividono in:

- 1) **Margini divergenti** (o “passivi”). Sono profonde fratture (“dorsali medio-oceaniche”), dalle quali fuoriesce in continuazione nuovo magma. Tale magma, raffreddandosi, origina **nuova crosta oceanica**. La continua risalita magmatica tende ad allontanare progressivamente dalla dorsale ed in direzioni opposte (ortogonali alla dorsale) la crosta oceanica precedentemente formatasi. Tale allontanamento rende i margini passivi sede di una tettonica di tipo “*distensivo*”.
- 2) **Margini convergenti** (o “attivi”). Sono piani in corrispondenza dei quali si verifica la collisione tra le placche e la subduzione di una delle due nel sottostante mantello; le alte temperature ivi presenti portano alla fusione della placca subdotta, che risale sotto forma di magma attraverso fratture, generando **distretti vulcanici**. Le elevate pressioni dovute allo scontro tra le placche portano al corrugamento delle rocce cristali, con formazione di catene montuose (“*orogenesi*”). I margini attivi sono, pertanto, sede di una tettonica di tipo “*compressivo*”.
- 3) **Margini trasformi**, in corrispondenza dei quali le placche scivolano orizzontalmente l’una rispetto all’altra.

# L'attività tettonica

Con questo termine si intende l'insieme delle deformazioni cui sono sottoposte le rocce crostali sotto l'azione delle forze endogene.

L'attività tettonica (o, più semplicemente, “tettonica”) è concentrata ai margini delle placche litosferiche, dove maggiori sono gli sforzi legati alla dinamica interna della Terra.

A seconda del tipo di margine, distingueremo perciò:

- 1) **TETTONICA DISTENSIVA.** Caratterizza i margini divergenti (o “passivi”), in corrispondenza dei quali le placche si allontanano l’una dall’altra;
- 2) **TETTONICA COMPRESSIVA.** Caratterizza i margini convergenti (o “attivi”), lungo i quali avvengono le collisioni tra le placche;
- 3) **TETTONICA TRASCORRENTE.** Caratterizza i margini trasformi, lungo i quali le placche scivolano l’una rispetto all’altra;

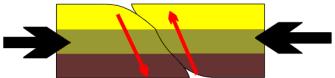
# Comportamento “fragile” e “duttile” delle rocce

A seconda della loro natura, le rocce reagiscono in maniera differente alle sollecitazioni tettoniche.

In generale, rocce compatte, quali calcari, dolomie, arenarie litoidi, graniti, lave etc., tendono a fratturarsi lungo piani di taglio piuttosto che deformarsi in modo omogeneo. In tal caso, si parlerà di **comportamento fragile**.

La tipica espressione della deformazione fragile è la **FAGLIA**. Una faglia è definita come *una superficie di rottura, lungo la quale si verifica uno spostamento relativo dei due blocchi*. Nel caso in cui quest'ultima condizione manchi, si parlerà semplicemente di **frattura o diaclasi**.

Al contrario, rocce tipicamente “plastiche” quali argille, marne, filladi etc. se sottoposte a sforzi intensi e prolungati tendono a deformarsi in modo omogeneo senza rompersi. In tal caso, si parlerà di **deformazione duttile**, la cui espressione più tipica è la **PIEGA**.

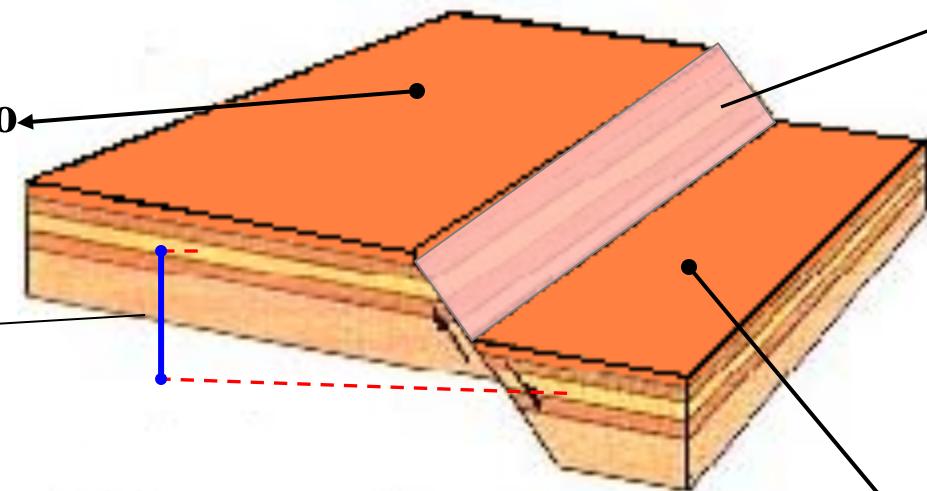


# Le faglie: principali elementi

blocco sollevato  
(o “tetto”)

rigetto verticale  
(o “reale”)

E’ definito come la **distanza verticale reale tra due punti omologhi** sui due lati della faglia e rappresenta la reale entità della dislocazione

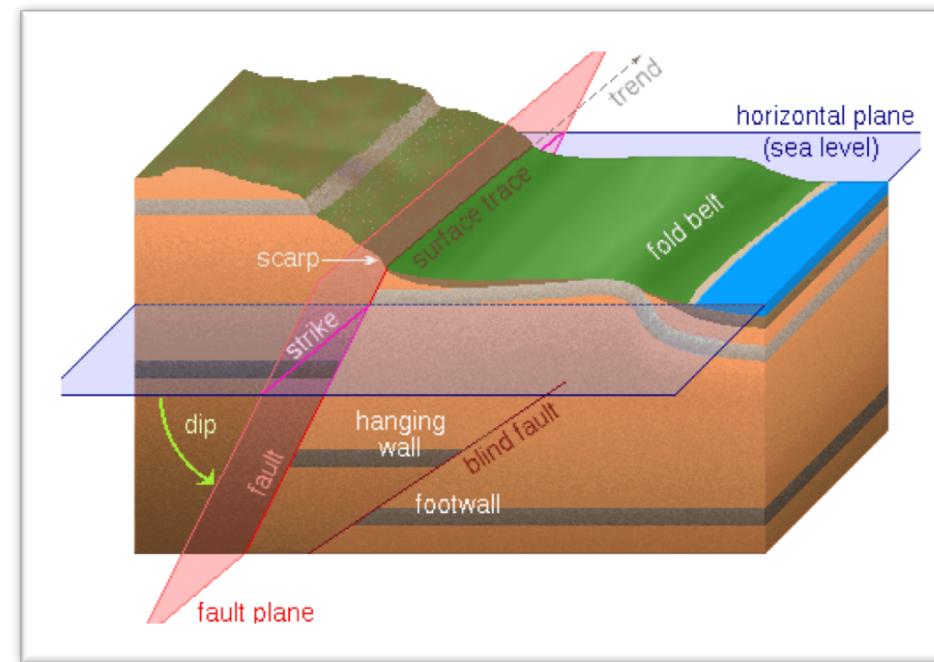


piano di faglia.

E’ il piano lungo il quale avviene il movimento dei due blocchi fagliati.



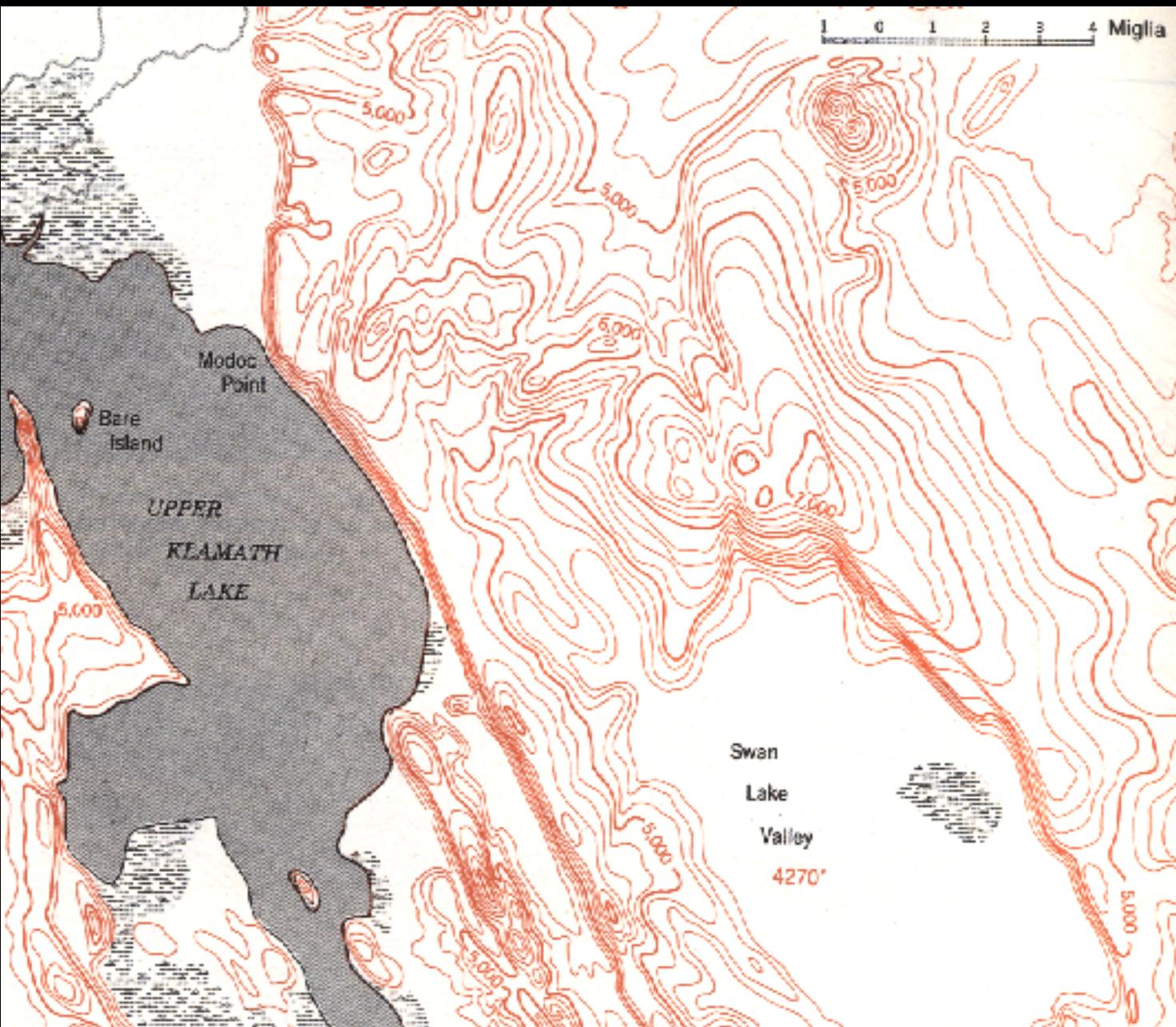
blocco ribassato (o “letto”)



Sovente è solcato da “**striè**” e “gradini di calcite” (vd. figura) riconducibili alla frizione tra i due blocchi ed ai fortissimi attriti che ne conseguono. Le strie sono di notevole utilità nel ricostruire la **direzione di movimento dei due blocchi**



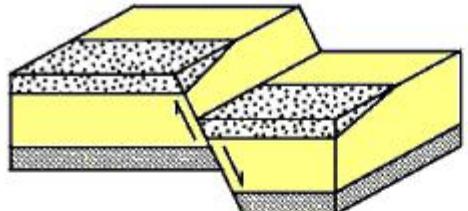
# EVIDENZE CARTOGRAFICHE DI FAGLIE



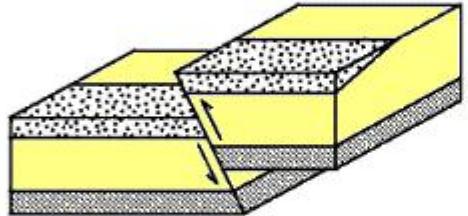
@Google-Earth

# Tipi di faglie

VERTICAL MOVEMENT

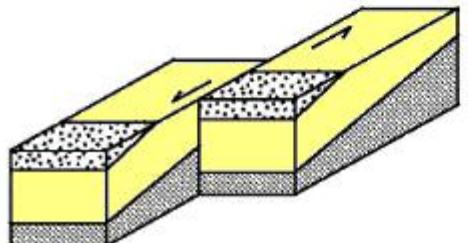


**NORMAL FAULT**  
(common along mid-ocean ridges)



**THRUST FAULT**  
(common in subduction zones at island arcs)

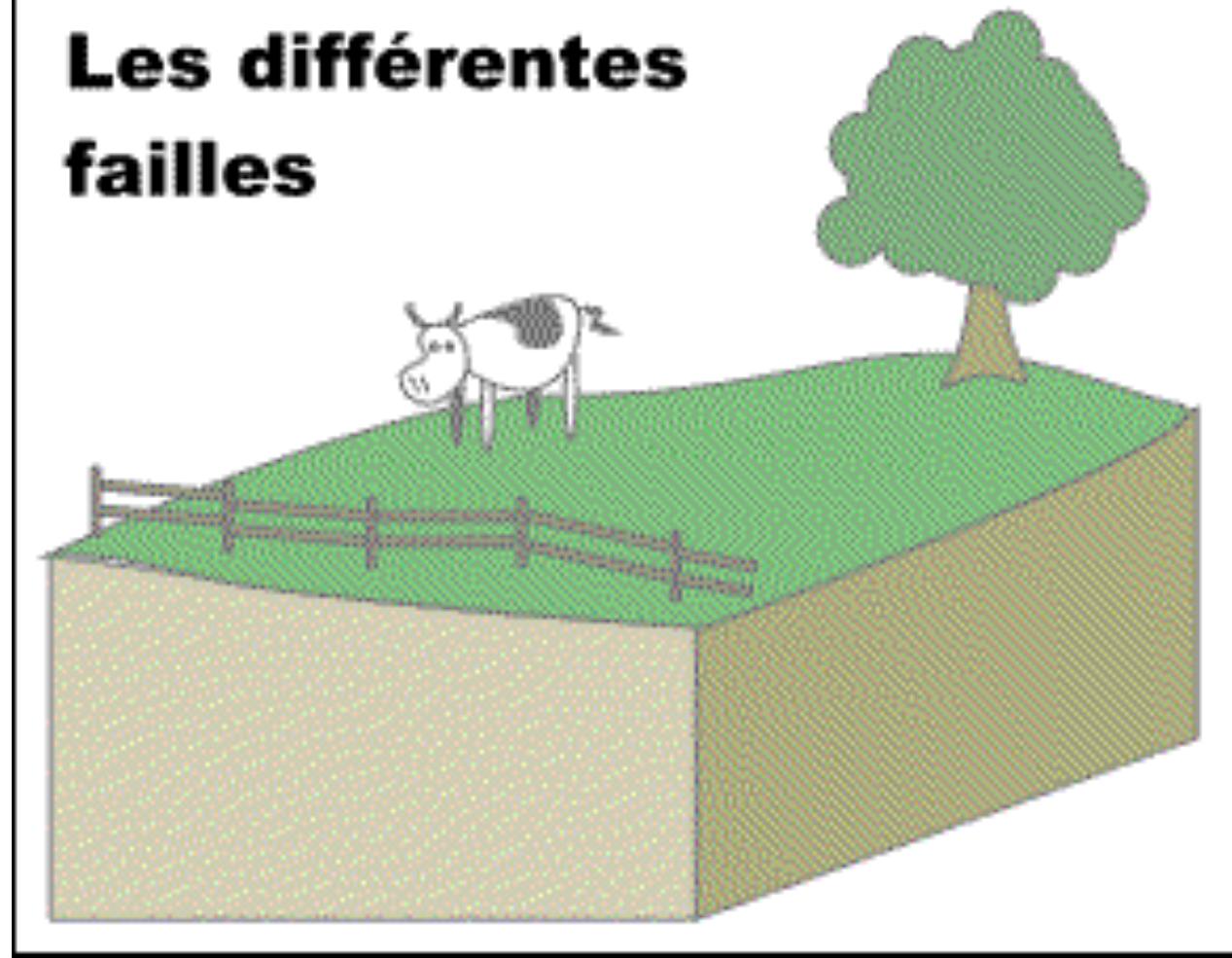
HORIZONTAL MOVEMENT



**TRANSCURRENT OR TRANSFORM FAULT**  
(common across mid-ocean ridges, which they displace)

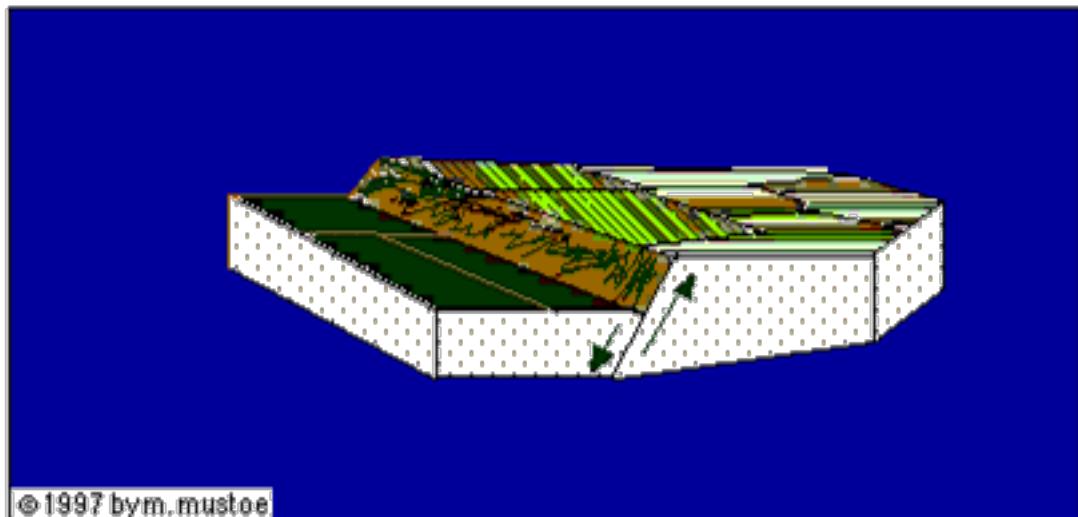
- 1) Le faglie **DIRETTE** (o “normali”)
- 2) Le faglie **INVERSE**
- 3) Le faglie **TRASCORRENTI**

## Les différentes failles



# Tipi di faglie

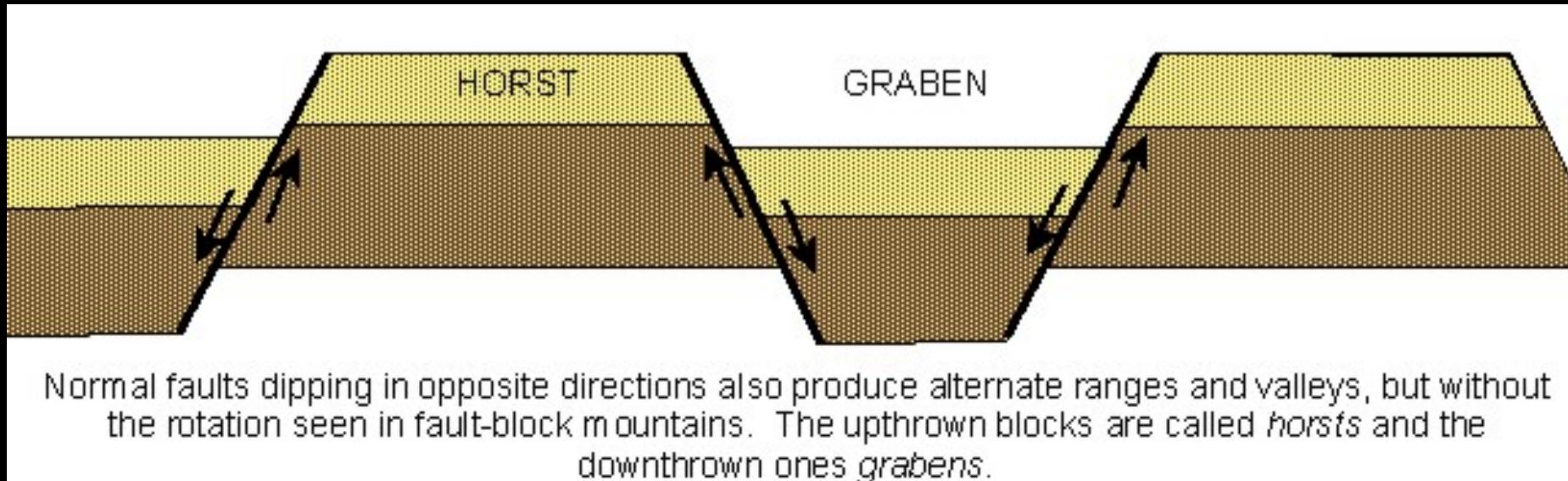
## 1) Le faglie **DIRETTE** (o “normali”)



Sono le tipiche **faglie da regime tettonico distensivo**; pertanto, si riscontrano principalmente in corrispondenza dei margini passivi, ove tale tipo di tettonica è prevalente.

Geometricamente, sono caratterizzate dall'immersione del piano di faglia verso il blocco ribassato. In alcuni casi, tuttavia, il piano di faglia può essere verticale o sub-verticale: in tal caso, il riconoscimento del tipo di faglia, decisamente più complesso, può essere effettuato solo ricostruendo la successione dei diversi litotipi sui due blocchi (analisi stratigrafica) e caratterizzando gli indicatori cinematici (strie, gradini di calcite, etc.) sul piano di faglia.

# “Horst” e “Graben”



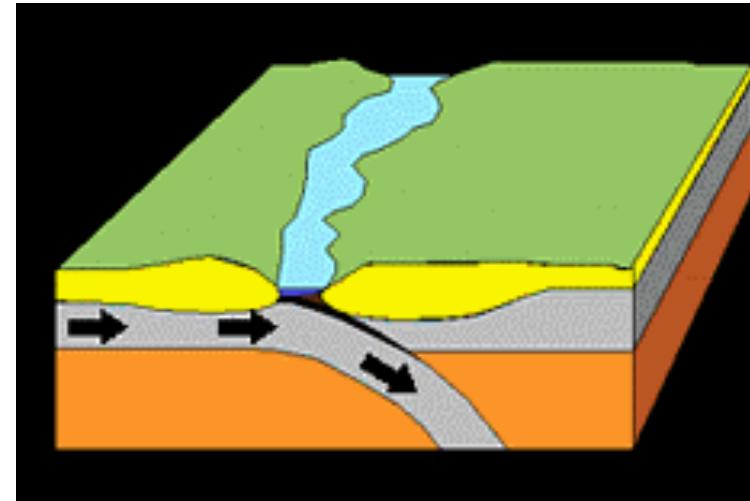
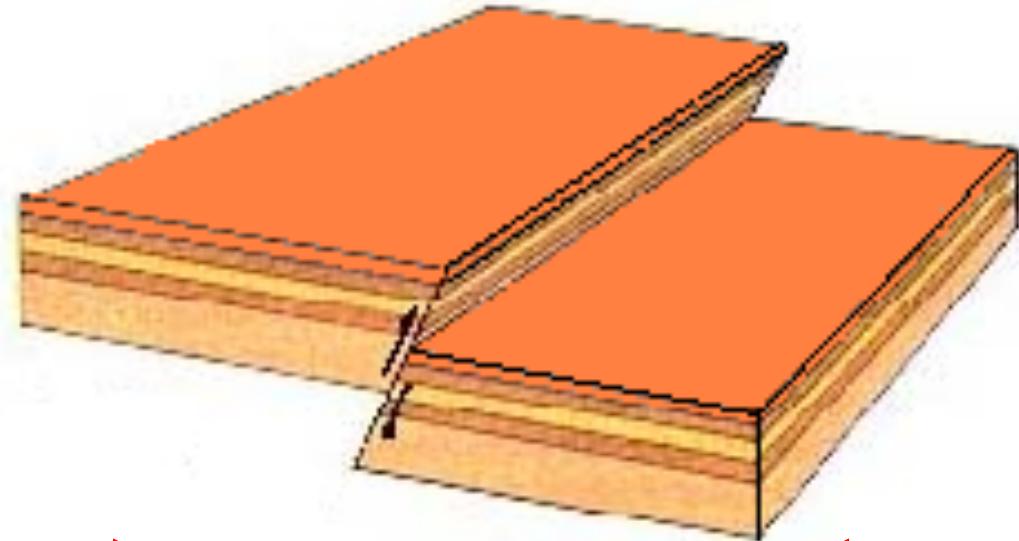
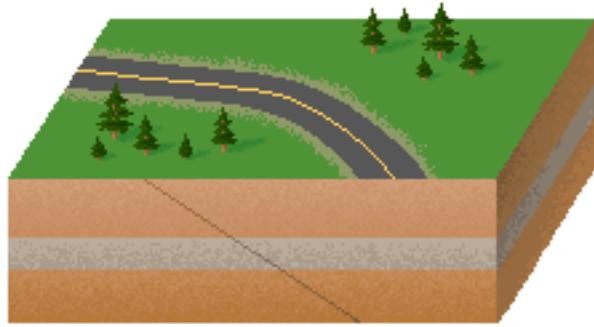
Tali strutture derivano da una associazione di faglie dirette e si originano in regime tettonico distensivo. L'azione di tali faglie genera una successione di “alti strutturali” (detti “**Horst**” o “pilastri tettonici”) separati da “bassi strutturali” (“**Graben**” o “fosse tettoniche”).

Un tipico esempio di struttura ad “Horst” e “Graben” è rappresentato dalla **PIANA CAMPANA**; vi si riconoscono, da NW verso SE, un primo *horst* (i monti di Gaeta); il *graben* della Terra di Lavoro (la cui continuità fisica è interrotta dall'*horst* secondario del M.te Massico) ed, infine, l'*horst* principale della Penisola Sorrentina.

Le faglie dirette che delimitano gli *horst* e i *graben* della Piana individuano piani di debolezza tettonica che costituiscono vie di risalita preferenziale di magmi profondi, con conseguente individuazione di “distretti vulcanici” (**Roccamonfina, Campi Flegrei, Vesuvio**)

# Tipi di faglie

## 2) Le faglie INVERSE



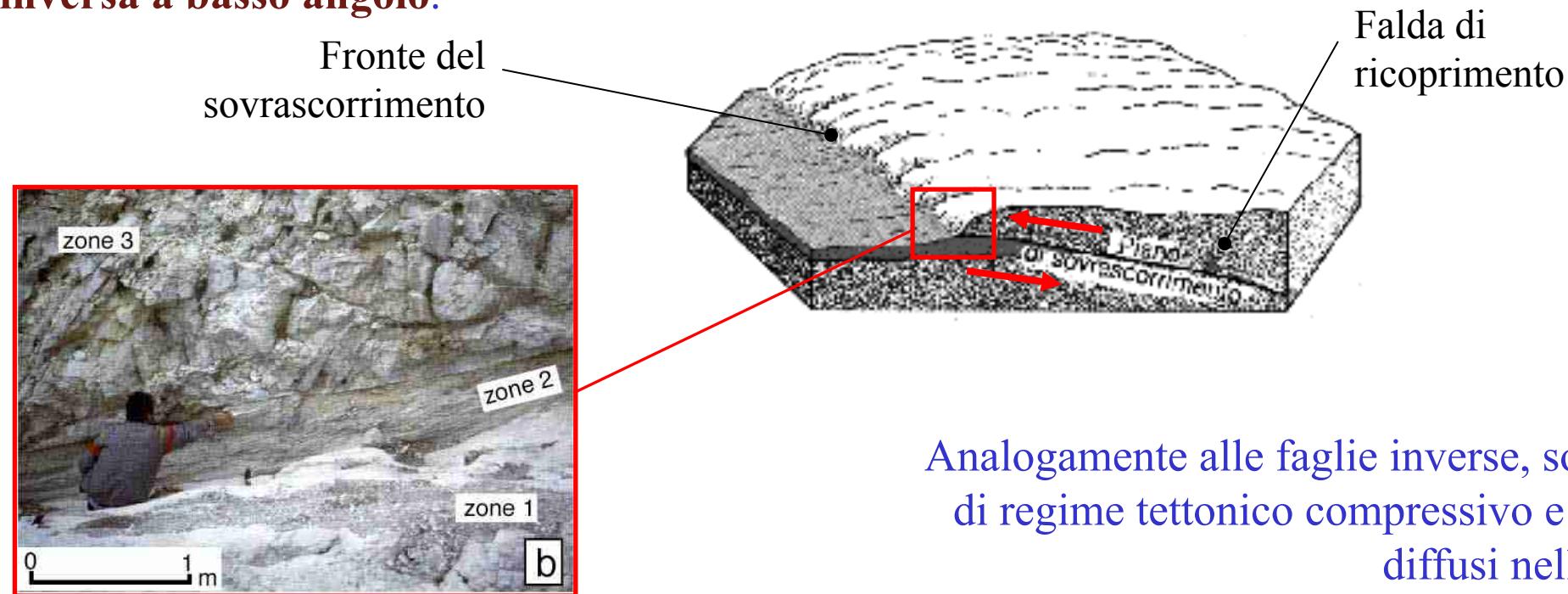
→ Direzione degli sforzi tettonici ←

Rappresentano il tipico risultato di una **deformazione fragile in regime tettonico compressivo**; pertanto, si riscontrano principalmente in corrispondenza dei margini attivi, ove tale tipo di tettonica è prevalente. La presenza di una faglia inversa è indice di un avvenuto raccorciamento crostale. Le faglie inverse sono **estremamente frequenti nelle catene montuose**, che si formano a seguito della collisione tra placche e del conseguente corrugamento e sollevamento delle rocce (**“orogenesi”**).

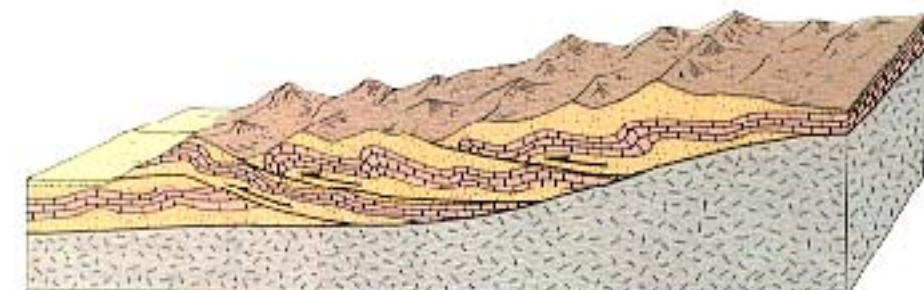
**Geometricamente, le faglie inverse sono caratterizzate dall'immersione del piano di faglia verso il blocco sollevato.**

# I sovrascorimenti

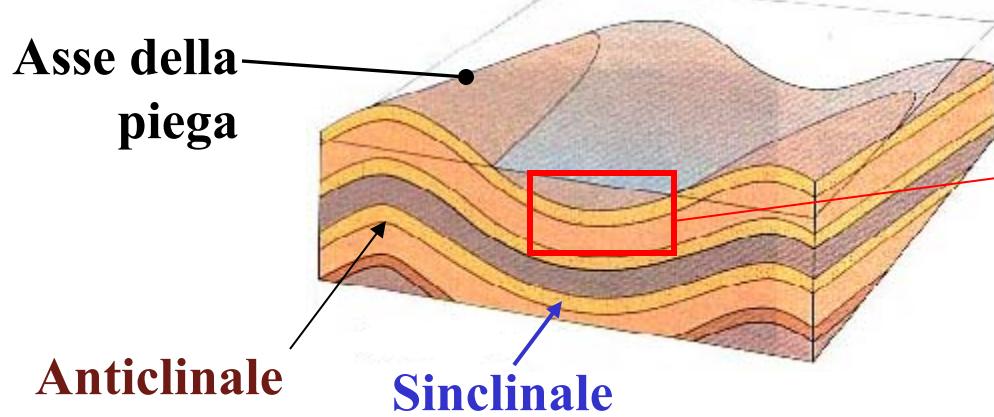
I sovrascorimenti sono **accavallamenti tettonici di masse rocciose** ( dette “falde di ricoprimento”), talora a scala regionale; possono essere assimilati a faglie inverse con “piano di faglia” a bassa inclinazione e sono anch’essi tipici di regime tettonico compressivo. In molti casi, anzi, i sovrascorimenti rappresentano la naturale evoluzione di una faglia inversa a basso angolo.



Analogamente alle faglie inverse, sono strutture tipiche di regime tettonico compressivo e sono estremamente diffusi nelle catene montuose.



# Le pieghe



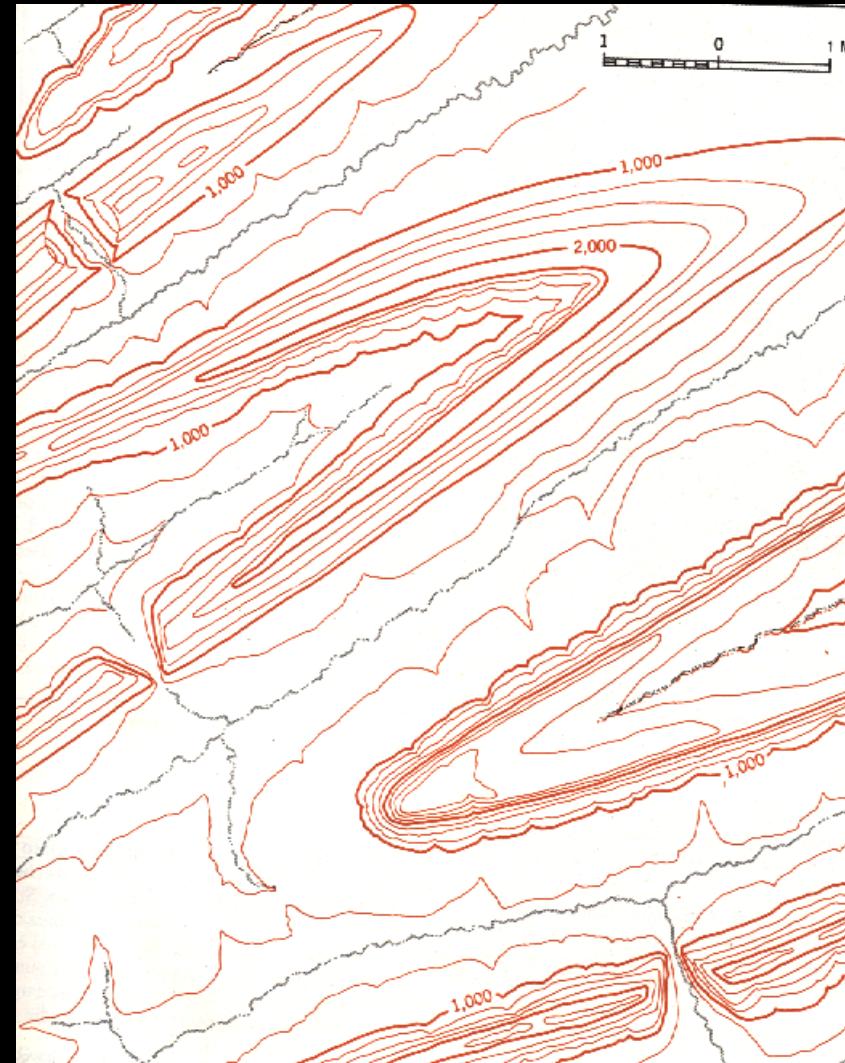
Le pieghe rappresentano il risultato di una **deformazione duttile in regime tettonico generalmente compressivo**. Coinvolgono principalmente rocce a comportamento elastico o successioni sedimentarie costituite da alternanze di litotipi duttili e fragili.

I tipi di pieghe più semplici sono le “**anticinali**” (concave verso il basso) e le “**sinclinali**” (concave verso l’alto). Tuttavia, a seguito del protrarsi della deformazione e di variazioni di direzione della sollecitazione tettonica, possono originarsi pieghe di altro tipo (pieghe rovesciate e **pieghe coricate**).

## Esempio di piega coricata

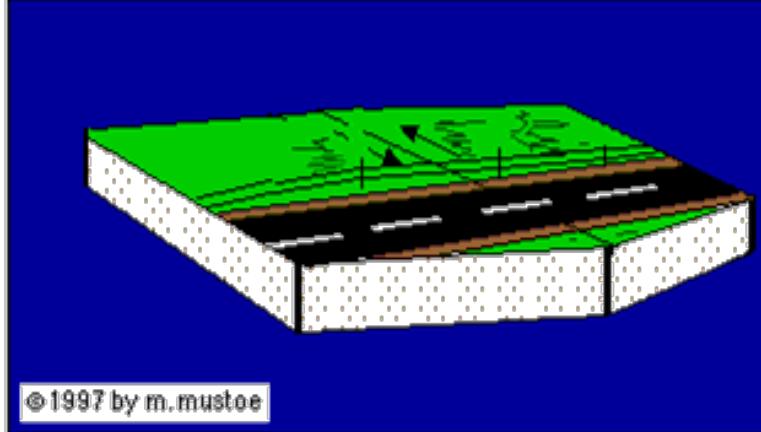
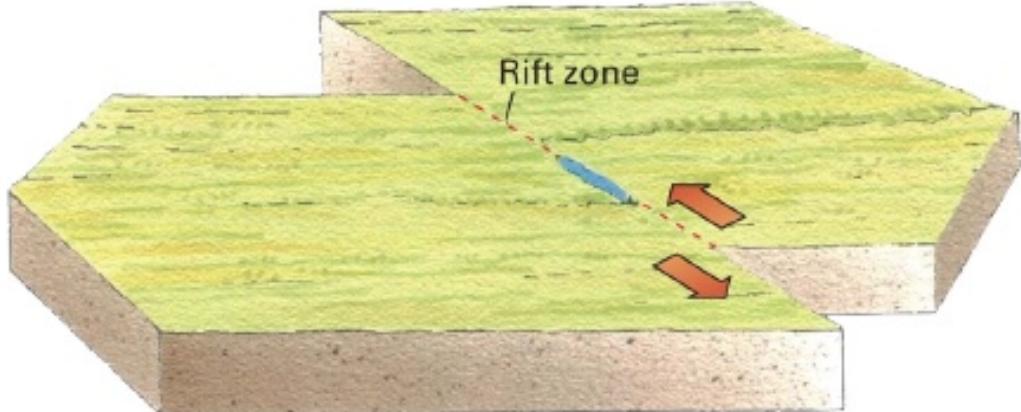


# RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DELLE PIEGHE

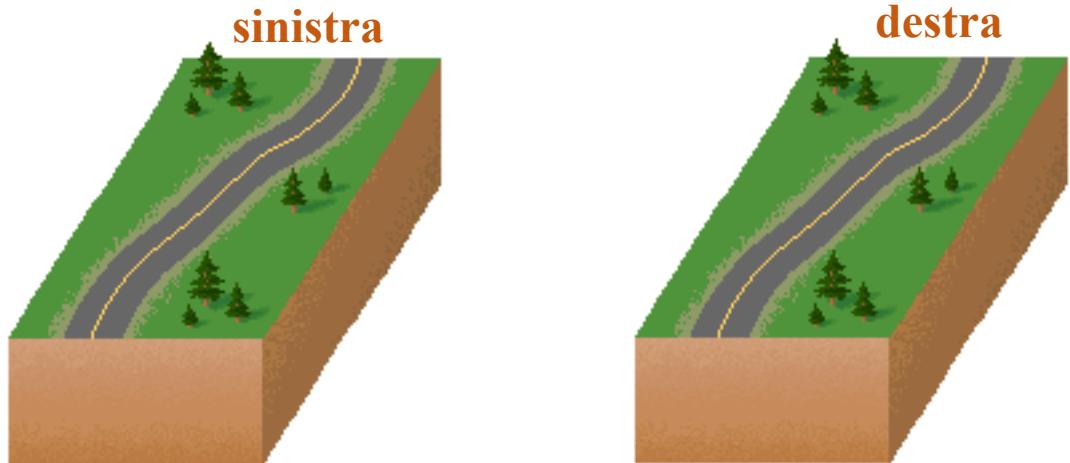


# Tipi di faglie

## 3) Le faglie TRASCORRENTI



Le faglie trascorrenti sono localizzate in corrispondenza dei margini trasformi, dove **le placche litosferiche si limitano a scivolare l'una accanto all'altra**. Per tale motivo, a differenza delle faglie dirette ed inverse, **le faglie trascorrenti non possiedono rigetto verticale, ma solo rigetto orizzontale**. In altre parole, tali faglie non creano dislivelli sulla superficie topografica. Le faglie trascorrenti si dividono in “destre” e “sinistre”, secondo la direzione del movimento.



Un esempio di faglia trascorrente: la “San Andreas Fault”, in California

[LINK](#)

# L'EVOLUZIONE DEL PAESAGGIO

L'evoluzione (o modellamento) del paesaggio creato dalle forze endogene avviene ad opera di **AGENTI ESOGENI**, quali acqua, aria, vento, etc. L'azione di tali agenti è, in ultima analisi, riconducibile all'azione della forza di **gravità**.

L'insieme dei processi in cui tali agenti sono coinvolti vengono detti **PROCESSI ESOGENI**. Tali processi agiscono costantemente nella direzione di un generale livellamento del paesaggio, con spianamento degli alti topografici e colmamento delle depressioni.

L'azione degli agenti esogeni si esplica attraverso la continua successione di tre processi principali. Tali processi sono:

- 1) **EROSIONE** o **DENUDAZIONE**, ovvero l'asportazione di materiale più o meno alterato chimicamente e/o degradato fisicamente;
  - 2) **TRASPORTO**;
  - 3) **SEDIMENTAZIONE**, ovvero accumulo dei prodotti dell'erosione;
- es.  
morfologia  
fluviale

# PRINCIPALI FATTORI DI CONDIZIONAMENTO NELL'EVOLUZIONE DEI VERSANTI (1/2)

Un versante – successivamente alla sua individuazione che può essere ricondotta, nella maggior parte dei casi, all'azione della tettonica ma anche ad altri fattori (si pensi, ad es. al versante che delimita una vallecola scavata da un corso d'acqua o da un ghiacciaio) – inizia ad evolvere sotto l'azione degli agenti esogeni. Tale evoluzione consiste nella progressiva perdita di materiale più o meno alterato e/o degradato, con conseguenti **modificazioni nella forma, nella pendenza e nella lunghezza del versante**.

I principali fattori che condizionano l'evoluzione di un versante sono i seguenti:

## 1) La litologia del versante

Versanti evoluti in rocce lapidee, resistenti all'erosione evolveranno più lentamente rispetto a quelli impostati in rocce “**tenere**”. Inoltre, versanti costituiti da alternanze di rocce a diversa resistenza all'erosione evolveranno più velocemente di quelli impostati unicamente in rocce “**dure**”.

## 2) Il clima

Climi **caldo-umidi** favoriscono l'alterazione chimica delle rocce e rendono più rapida l'evoluzione del versante. Climi con forte alternanza **gelo-disgelo** favoriscono la disaggregazione meccanica delle rocce e, con essa, la velocità di arretramento del versante.

# PRINCIPALI FATTORI DI CONDIZIONAMENTO NELL'EVOLUZIONE DEI VERSANTI (2/2)

3) La pendenza →

Maggiore sarà la pendenza, più velocemente evolverà il versante. **Elevate pendenze** favoriscono sia l'azione diretta della forza di gravità nell'asportazione dal versante di materiale instabile (**movimenti gravitativi**), sia l'azione erosiva delle acque di ruscellamento superficiale (**dilavamento**).

4) La vegetazione →

Più ricco di vegetazione è il versante, minore sarà l'impatto dei processi di denudazione. La vegetazione si oppone all'azione degli agenti erosivi esogeni essenzialmente in due modi:

- a) Trattenendo *in loco* il materiale mediante le **radici** (vento, gravità);
- b) Riducendo con il **fogliame** l'impatto erosivo delle gocce di pioggia.

# Il modellamento dei versanti

Successivamente alla sua individuazione, un versante inizia ad evolvere attraverso continue perdite di materiale (“erosione” o “denudazione”).

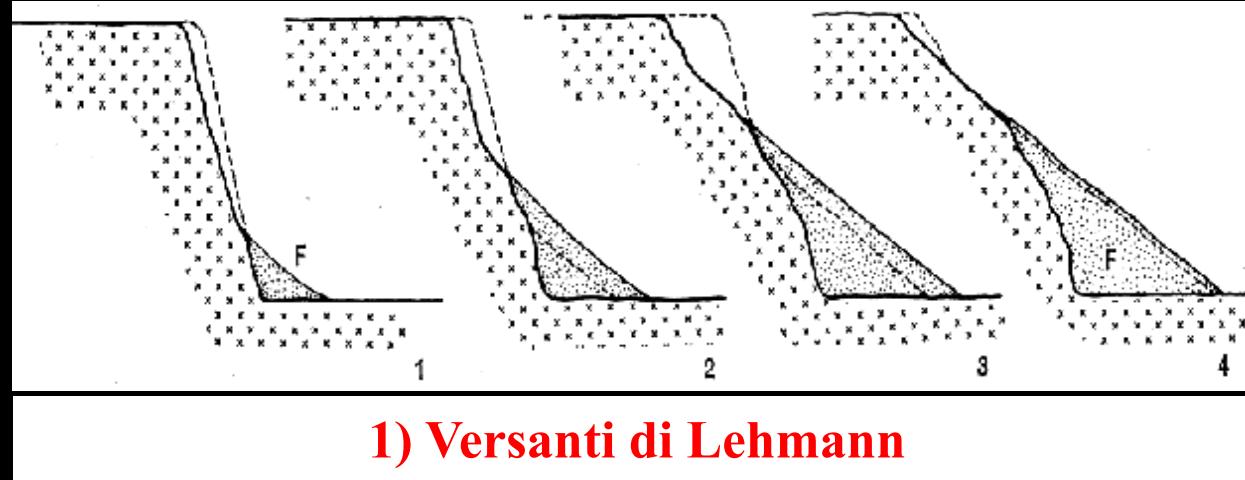
L’evoluzione del versante avviene in due fasi:

1. Nella **prima fase**, quando il versante è caratterizzato da elevata pendenza, il distacco e la caduta di frammenti rocciosi avvengono prevalentemente per azione diretta della forza di gravità ed il versante **evolve rapidamente**.
2. La **seconda fase** ha inizio quando il versante ha raggiunto pendenze nell’ordine dei  $35^\circ$ . Con tale pendenza, la forza di gravità non riesce più ad agire in modo diretto sul versante, ma soltanto **condizionando il moto degli agenti esogeni** (acqua, ghiaccio, vento). Pertanto, la denudazione del versante subisce un **notevole rallentamento**. In tali condizioni, si genera un **VERSANTE REGOLARIZZATO**, grossomodo rettilineo e dotato di una sua evidente stabilità.

# Tipi di versanti regolarizzati:

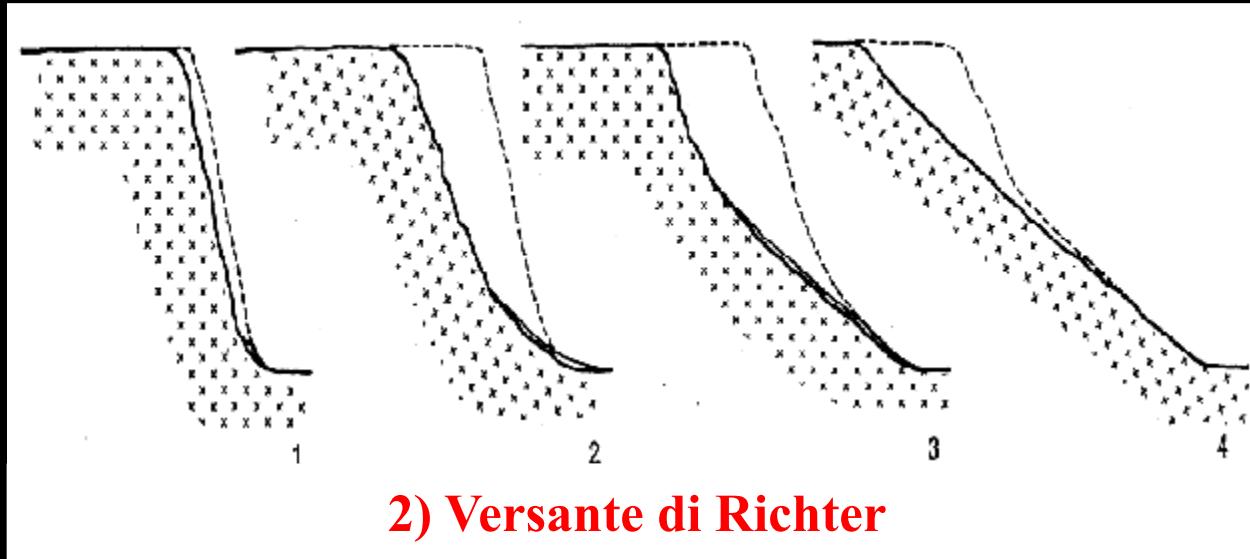
## 1) Versanti di Lehmann

Per effetto diretto o indiretto della forza di gravità, il materiale detritico distaccatosi dal versante in denudazione tende a raggiungere la base del versante stesso. L'accumulo o la rimozione di tali detriti genera due tipologie diverse di versante:



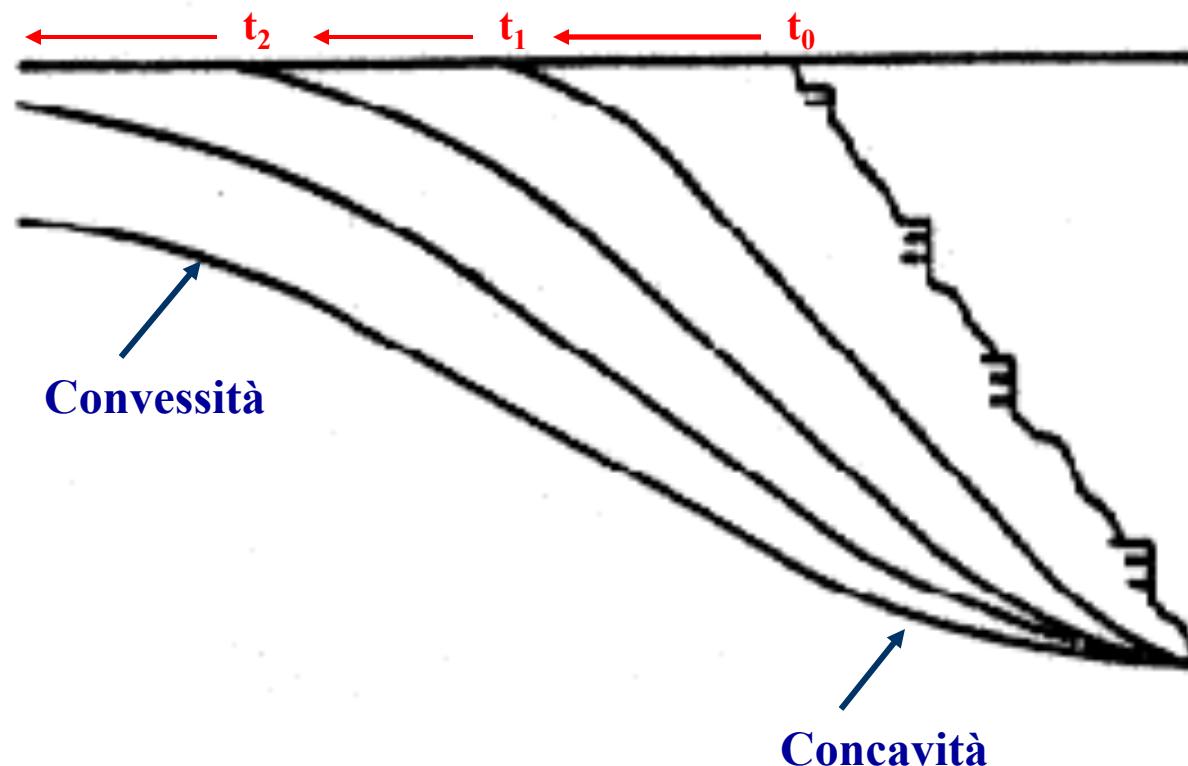
Sono caratterizzati dalla presenza di una falda detritica basale: pertanto il versante regolarizzato è impostato in parte in roccia e in parte in detrito. Tali versanti si sviluppano laddove manchi un agente basale di rimozione e trasporto del detrito (ad es. un corso d'acqua). Raggiunta la base del versante, i detriti tendono ad assestarsi secondo *l'angolo di attrito interno* (definito come la pendenza oltre la quale una particella non può più muoversi sotto il solo effetto della forza di gravità); tale angolo, aumenta all'aumentare della granulometria ( $45^\circ$  per le ghiaie;  $40^\circ$  per le sabbie grossolane;  $35^\circ$  per le sabbie fini). Poiché la granulometria dei detriti tende a diminuire allontanandosi dal versante (a causa della progressiva diminuzione di energia dell'agente di trasporto), la falda detritica avrà pendenze progressivamente minori verso il basso. Al di sotto della falda, la roccia in posto tende ad assumere profilo concavo (*paraboloides*)

## Tipi di versanti regolarizzati: 2) Versanti di Richter



A differenza dei versanti di Lehmann, i Versanti di Richter sono impostati interamente in roccia. La falda detritica basale è assente, a causa della presenza di un agente di rimozione e trasporto che allontana il detrito derivante dalla denudazione del versante man mano che esso raggiunge la base dello stesso.

# SCHEMI EVOLUTIVI DI VERSANTI LITOLOGICAMENTE OMOGENEI: LO *SLOPE DECLINE*

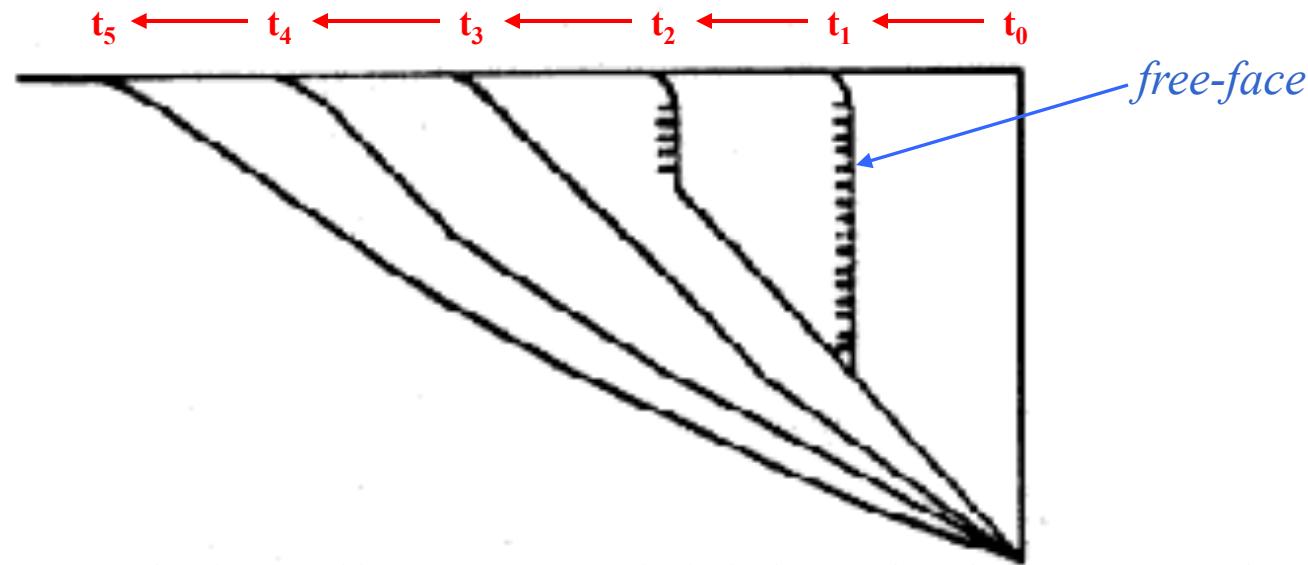


In tale schema evolutivo, la pendenza della parte più ripida del versante diminuisce progressivamente ed è accompagnata dall'individuazione di una concavità basale ed una convessità sommitale

## Esempio di versante concavo-convesso

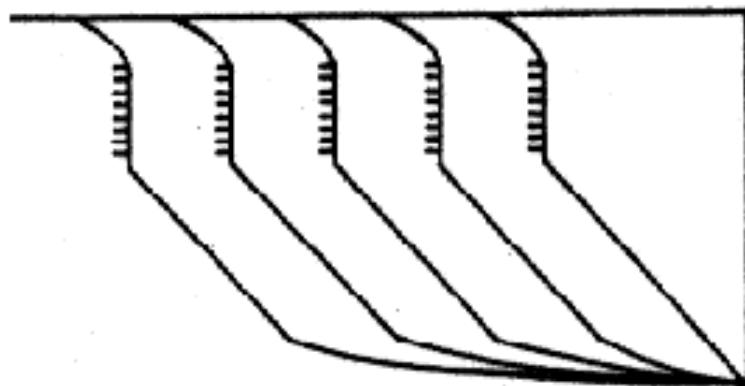


# SCHEMI EVOLUTIVI DI VERSANTI LITOLOGICAMENTE OMOGENEI: LO *SLOPE REPLACEMENT*

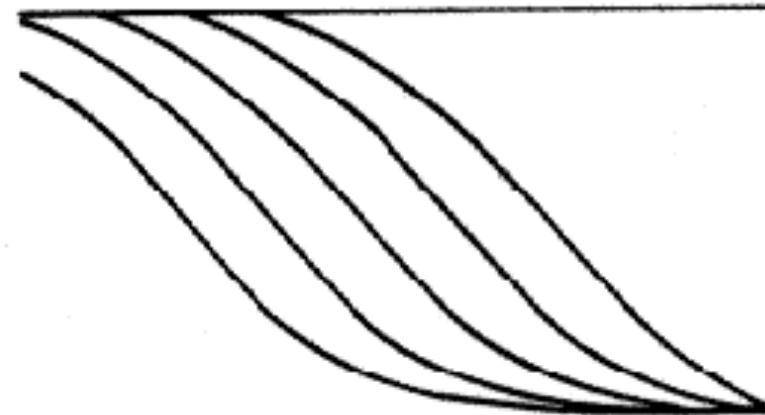


In tale schema evolutivo, il versante iniziale ad elevata pendenza viene progressivamente sostituito, **nella sua parte inferiore**, da pendii progressivamente più dolci, mentre **la sua parte superiore**, almeno nelle prime fasi, arretra parallelamente a sé stessa. Nelle fasi iniziali, una parete sub-verticale sommitale in roccia (*free-face*) testimonia l'originaria inclinazione del piano di faglia che ha generato il versante. La concavità è decisamente prevalente sulla convessità: essa può apparire “segmentata” o dolcemente ricurva.

# SCHEMI EVOLUTIVI DI VERSANTI LITOLOGICAMENTE OMOGENEI: IL *PARALLEL RETREAT*



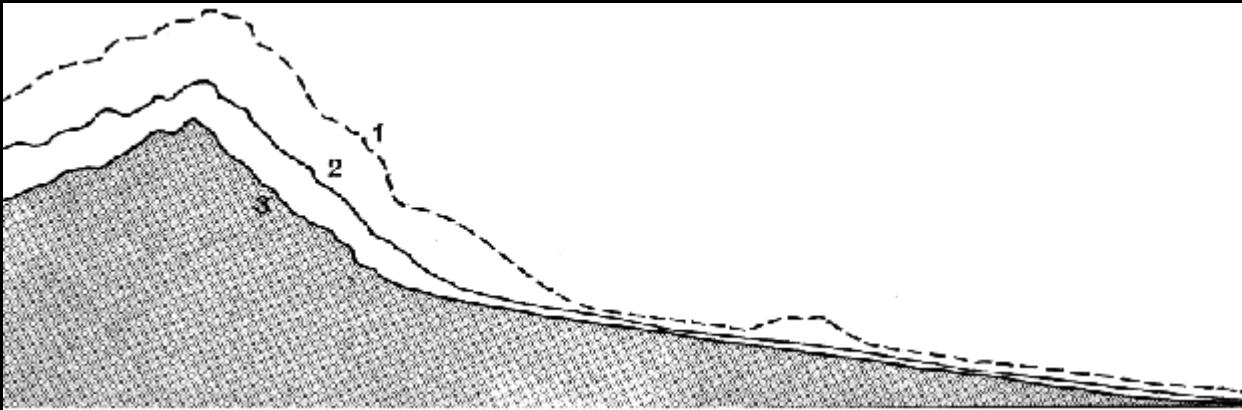
1) *Parallel retreat con free-face sommitale*



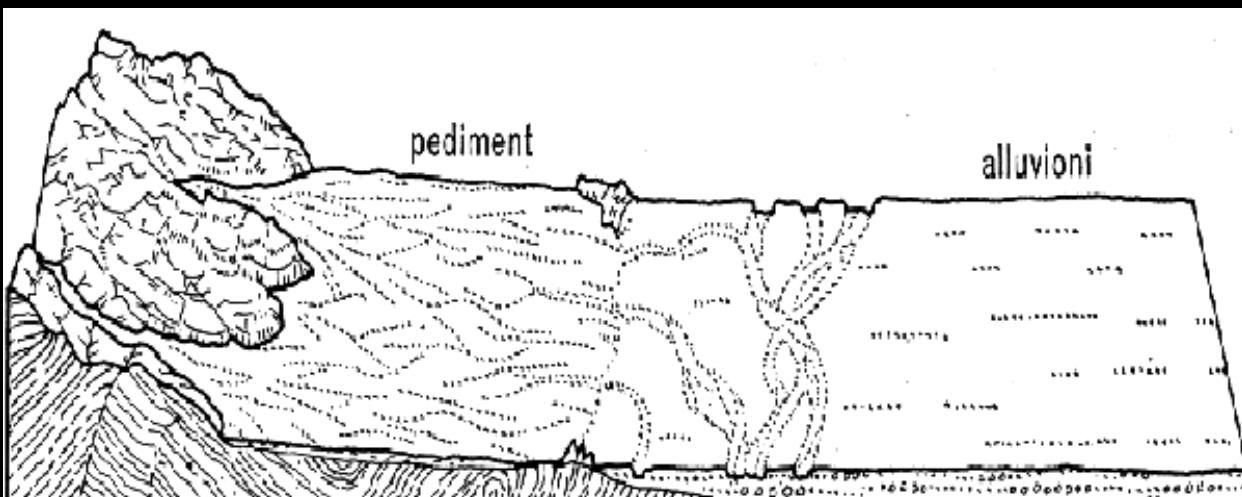
2) *Parallel retreat senza free-face sommitale*

Il versante arretra parallelamente a se stesso. L'angolo di massima pendenza del versante rimane costante; resta costante anche la lunghezza assoluta di tutte le parti del versante, fatta eccezione per la concavità basale, la cui lunghezza tende ad aumentare. Questo tipo di evoluzione può essere suddiviso in (1) *parallel retreat con free-face sommitale* e (2) *parallel retreat senza free-face sommitale*. Il progressivo arretramento del versante individua un ripiano basale a debole inclinazione, detto *pediment* (ingl.) o *glacis d'erosion en roche tendre* (franc.). Tale tipo di evoluzione è particolarmente frequente in climi semi-aridi.

## I PEDIMENT (o GLACIS)



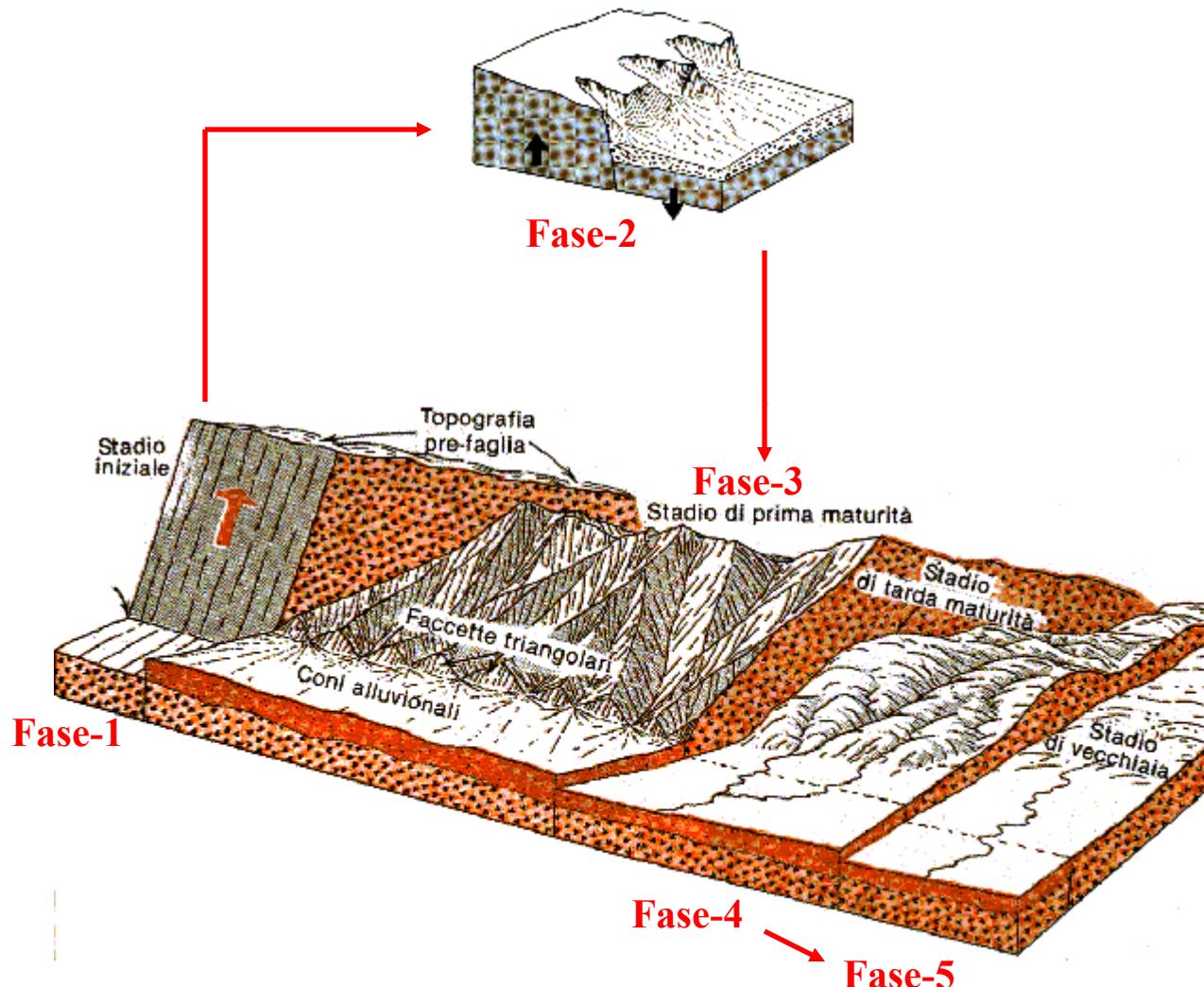
I *pediment* (o *glacis*) sono superfici di transizione fra i versanti ed il fondovalle, debolmente inclinati ( $5-7^\circ$ ). Condizioni indispensabili alla formazione di un *pediment* sono (a) il *parallel retreat* del versante montuoso e (b) un agente di dilavamento areale che allontani i detriti prodotti dallo smantellamento del versante. Si generano, di solito, in condizioni climatiche semi-aride.



## ESEMPI DI PEDIMENT



# LE FASI DELL'EVOLUZIONE DEI VERSANTI



# L'INFLUENZA DELLA LITOLOGIA NELL'EVOLUZIONE DEI VERSANTI: L'EROSIONE DIFFERENZIALE

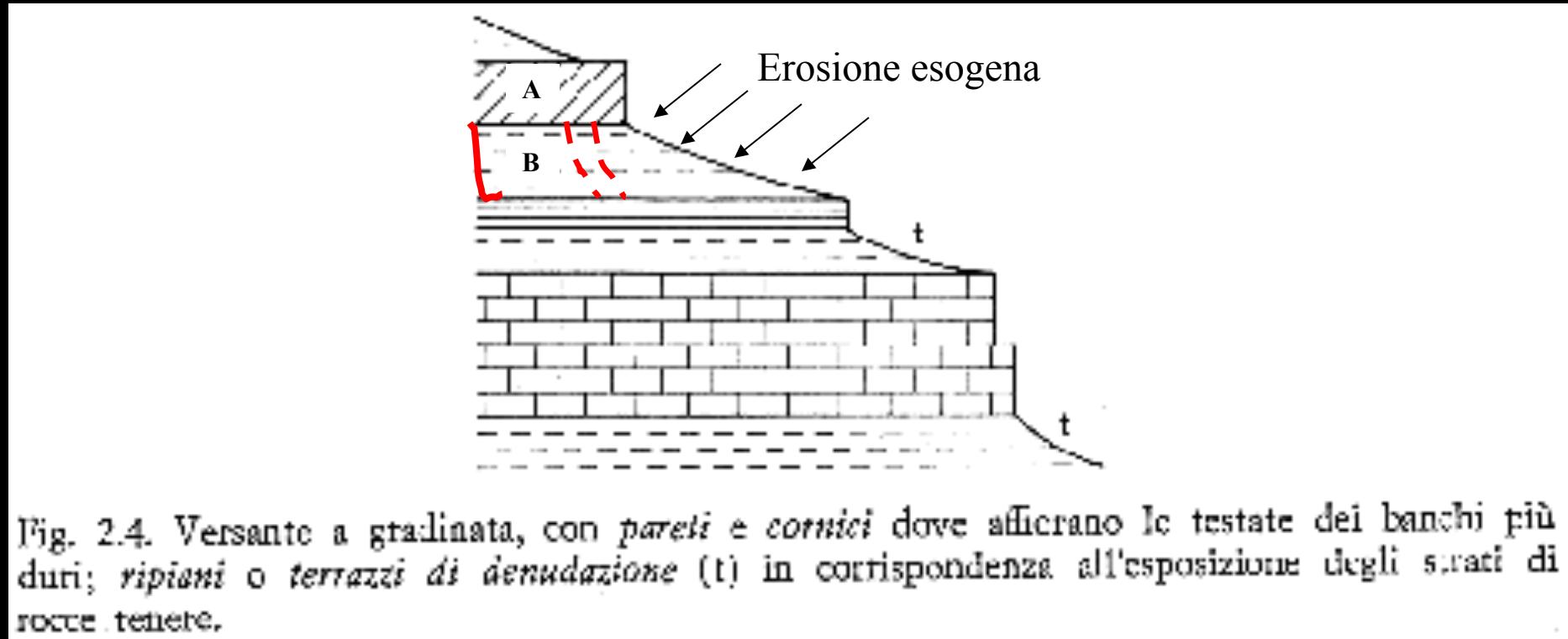
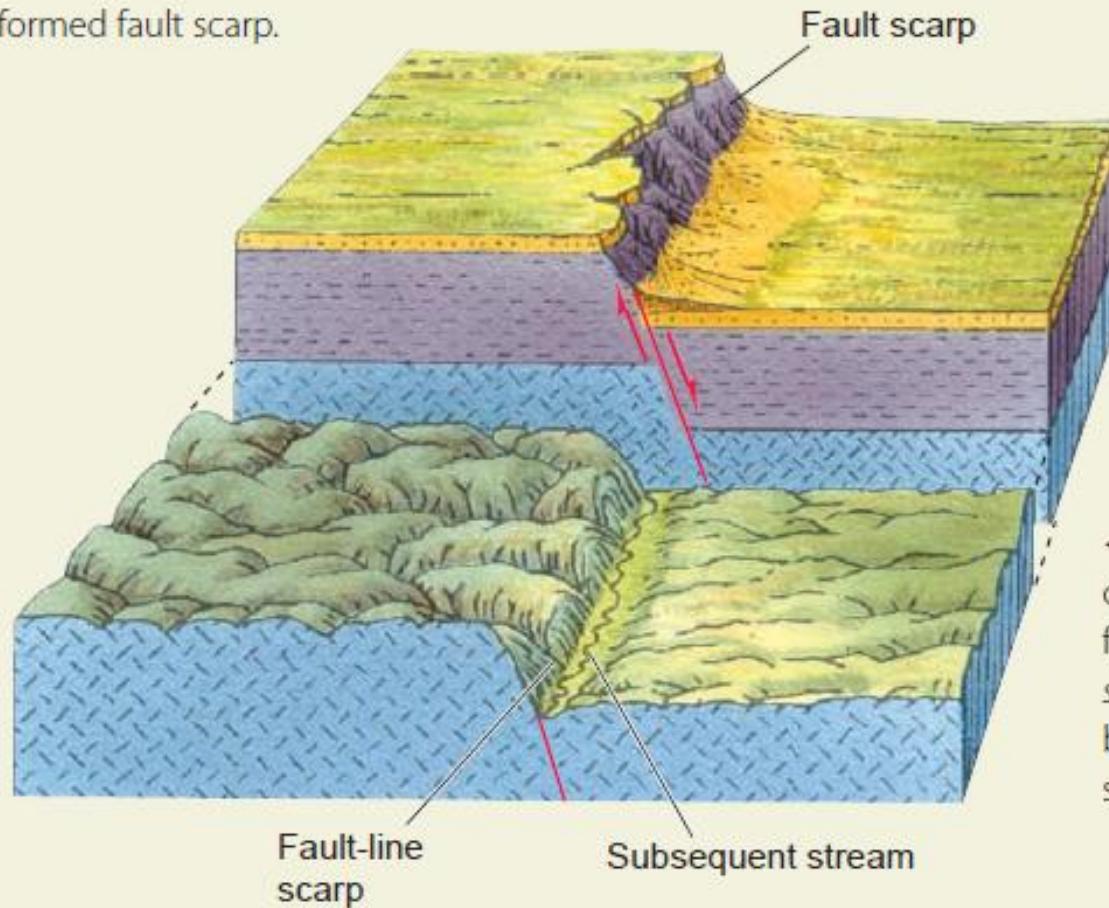


Fig. 2.4. Versante a gradinata, con *pareti e cornici* dove affiorano le testate dei banchi più duri; *ripiani o terrazzi di denudazione* (*t*) in corrispondenza all'esposizione degli strati di rocce tenere.

**L'erosione sarà più efficace sulla roccia "B", più tenera, che sulla roccia "A", più conservativa;** pertanto, la parte di versante impostata in "B" tenderà ad arretrare (linea tratteggiata) fino ad assumere la posizione indicata dalla linea continua. Viceversa, la parte di versante impostata in "A" arretrerà pochissimo; tuttavia, quando il versante assumerà la forma indicata dalla linea continua, lo strato "A" si ritroverà privo di appoggio e crollerà.

# L'EROSIONE DIFFERENZIALE NELL'EVOLUZIONE DELLE STRUTTURE TETTONICHE: le *fault-line scarps*

► A recently formed fault scarp.



◀ Even though the cover of sedimentary strata has been completely removed, exposing the ancient shield rock, the fault continues to produce a landform, known as a *fault-line scarp*. Because the fault plane is a zone of weak rock that has been crushed during faulting, it is occupied by a subsequent stream.

# L'EROSIONE DIFFERENZIALE NELL'EVOLUZIONE DELLE STRUTTURE TETTONICHE: le *fault-line scarps*

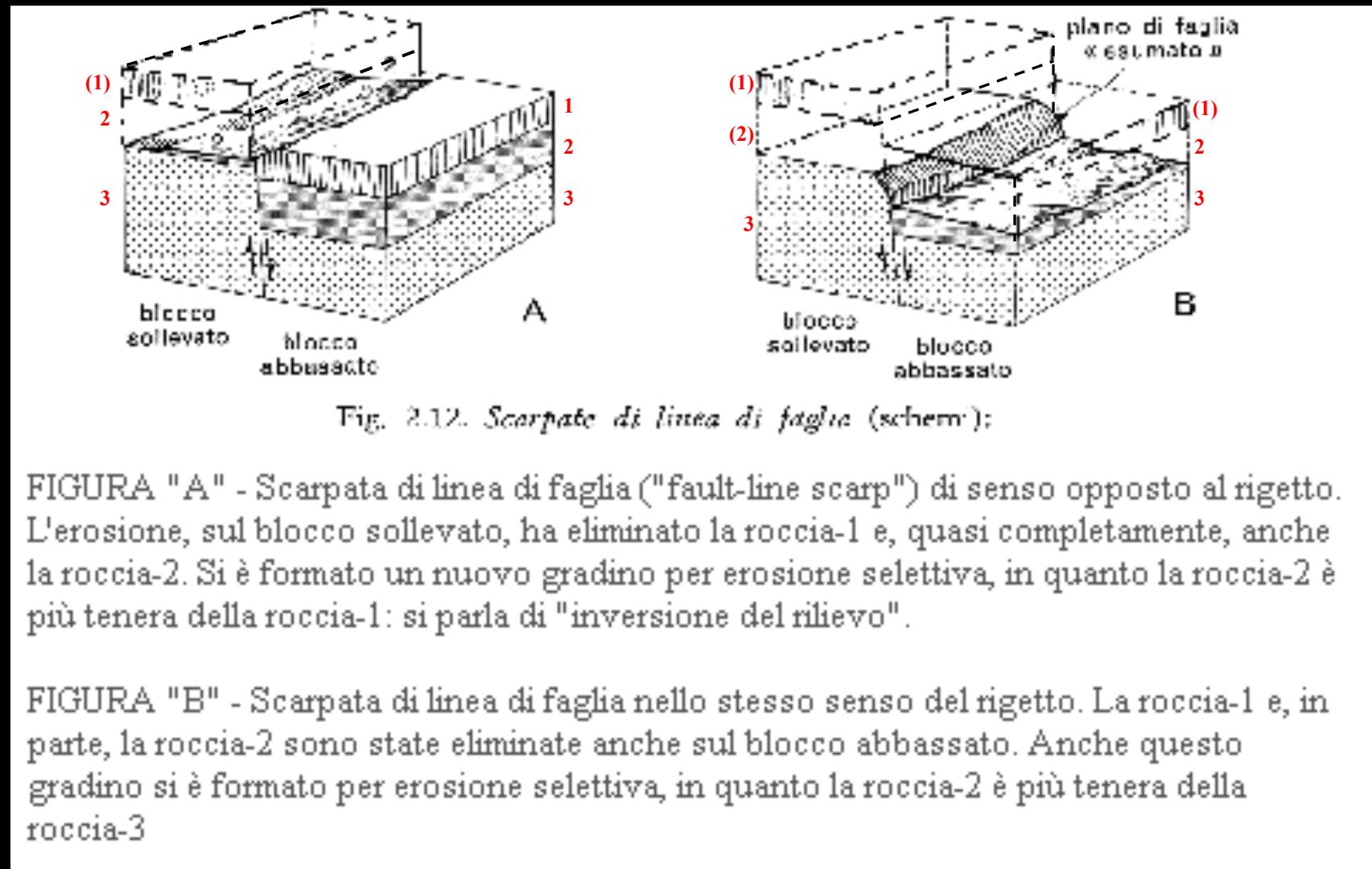


FIGURA "A" - Scarpata di linea di faglia ("fault-line scarp") di senso opposto al rigetto. L'erosione, sul blocco sollevato, ha eliminato la roccia-1 e, quasi completamente, anche la roccia-2. Si è formato un nuovo gradino per erosione selettiva, in quanto la roccia-2 è più tenera della roccia-1: si parla di "inversione del rilievo".

FIGURA "B" - Scarpata di linea di faglia nello stesso senso del rigetto. La roccia-1 e, in parte, la roccia-2 sono state eliminate anche sul blocco abbassato. Anche questo gradino si è formato per erosione selettiva, in quanto la roccia-2 è più tenera della roccia-3.

# I PROCESSI GRAVITATIVI

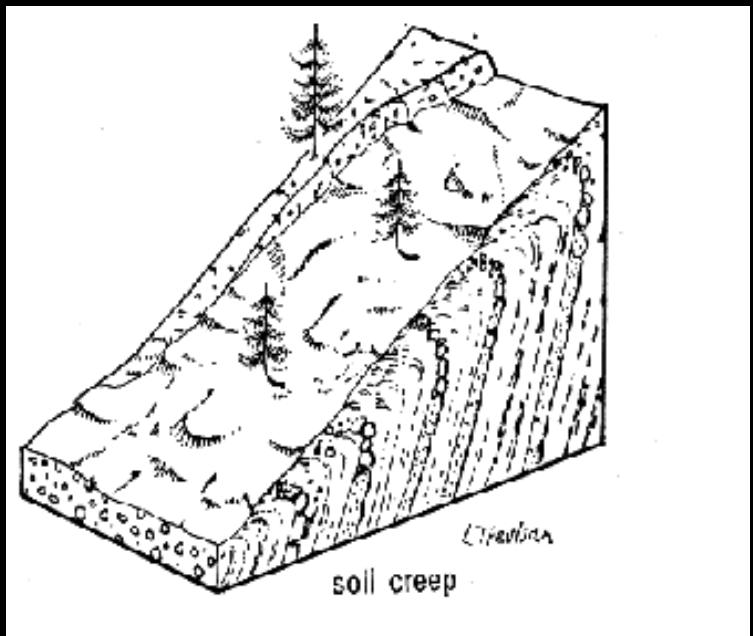
Si definiscono *processi gravitativi* quei fenomeni di denudazione in cui opera soprattutto la **forza di gravità**, senza l'intervento diretto di altri agenti esogeni (acqua, vento, etc.)

I processi gravitativi (o **movimenti in massa**) si possono dividere in due grandi gruppi:

- 1) Movimenti lenti del regolite, gruppo a cui appartengono *soil creep* e **soliflusso**.
- 2) Movimenti catastrofici, quali le diverse tipologie di **frane**.

# I PROCESSI GRAVITATIVI LENTI:

## 1) Il *Soil Creep*



### Principali agenti di disturbo:

- 1) Espansione e contrazione termica;
- 2) Espansione e contrazione da disseccamento e inumidimento;
- 3) Crescita delle radici;
- 4) Attività della fauna.

Il *soil creep* è un lento scivolamento verso il basso del regolite risultante dall'insieme dei movimenti delle singole particelle che lo compongono. Affinché tale processo si verifichi, è necessaria la presenza di un “agente di disturbo” che smuova un certo numero di particelle.

Quando tra due particelle è presente un vuoto, la particella a monte, messa in moto dagli “agenti di disturbo” e sotto l’azione della forza di gravità, subisce un piccolo rotolamento che la porta ad occupare quel vuoto. In altri casi, tale particella esercita semplicemente una “spinta” verso il basso su quella posta immediatamente più a valle. In ambedue i casi, il risultato è quello di un movimento “strisciante” (da cui il termine “creep”) della coltre pedologica. Esso è reso evidente dall’incurvamento dei fusti delle piante, dalla deformazione di pali o muri di sostegno, etc.

# I PROCESSI GRAVITATIVI LENTI:

## 1) Il *Soil Creep*

### Creep (Slow flows)



Rock creep, western MD

Evidence of creep:  
*bent trees*  
*leaning structures*.

Very slow movement of soil or rock over time.

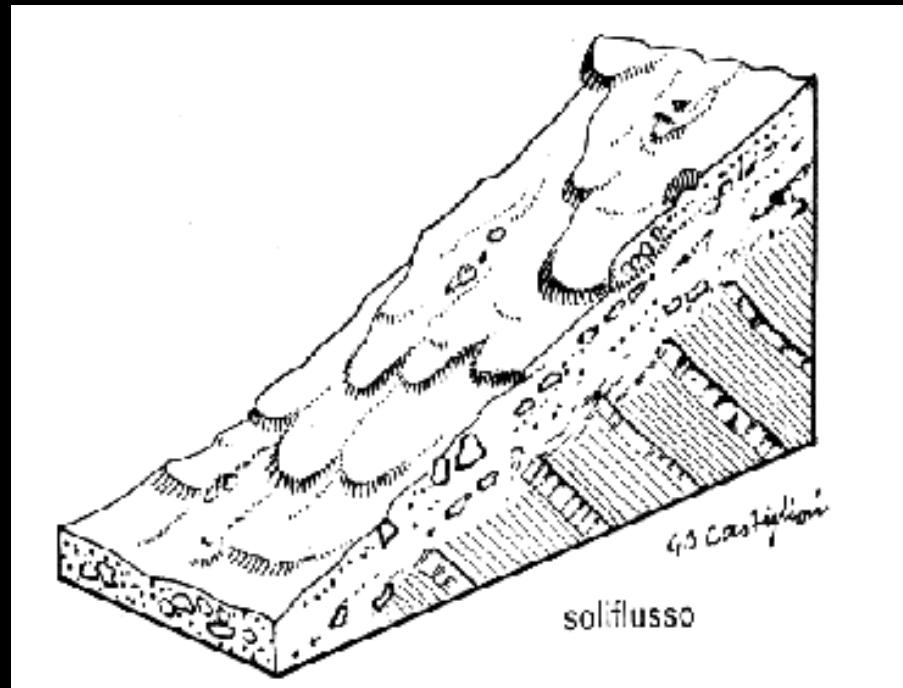
*Soil creep* is common in hilly areas. *Rock creep* is more rare than soil creep.



Soil creep, CA

# I PROCESSI GRAVITATIVI LENTI:

## 2) Il soliflusso.



Tale processo può essere assimilato, da un punto di vista meccanico, ad un **lento colamento di una massa fluida molto viscosa**.

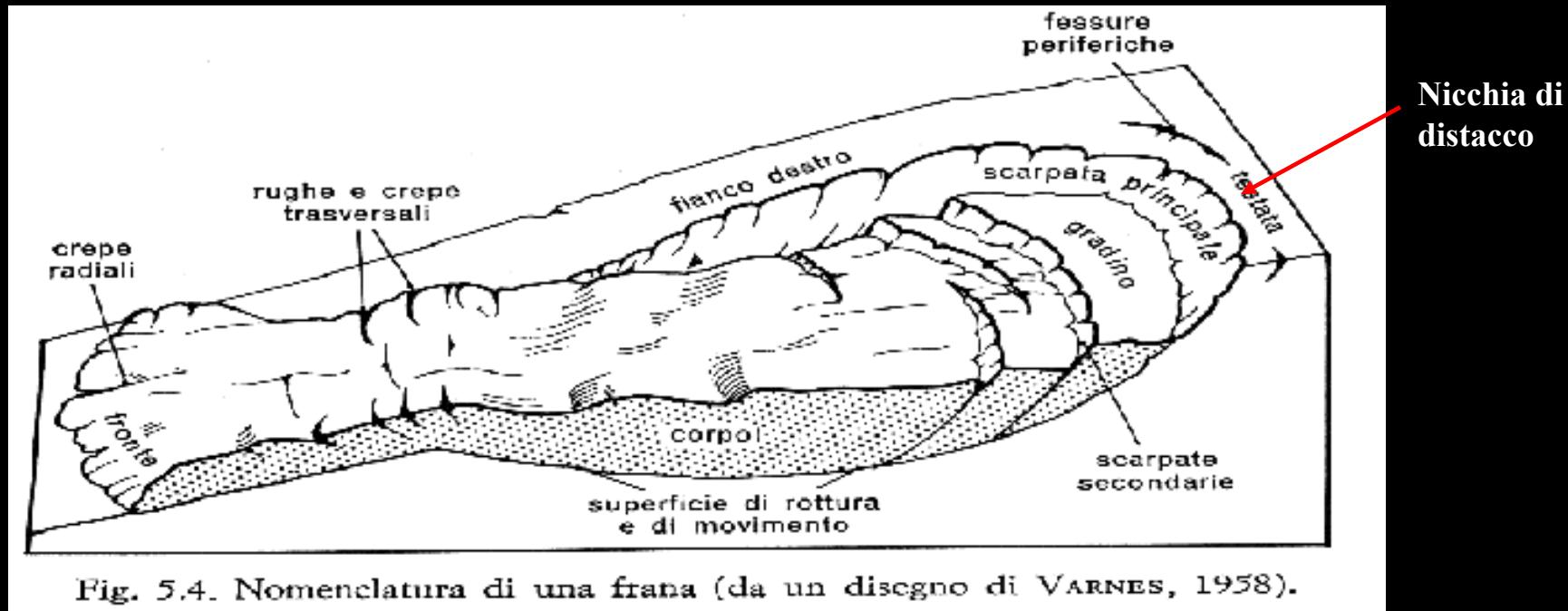
Per verificarsi, non richiede forti pendenze; è proprio di suoli ricchi di limo e argilla, capaci di imbeversi d'acqua.

Si riconosce per il **formarsi di piccoli lobi ed increspature del terreno**. Le velocità variano tra qualche mm e alcuni metri all'anno, a seconda del clima e delle pendenze. L'inclinazione minima perché avvenga il soliflusso si aggira intorno ai  $5^\circ$  (= 8% circa)

# I PROCESSI GRAVITATIVI CATASTROFICI:

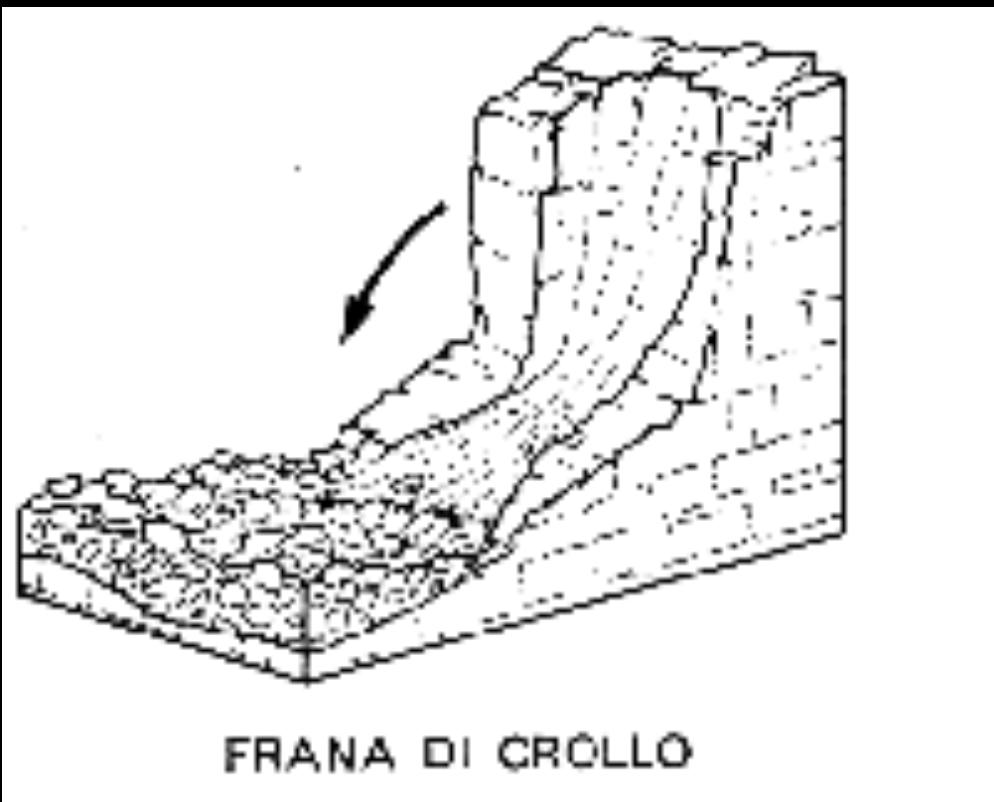
## Le frane

Il termine “frana” è un termine generale che indica tutti i **fenomeni di caduta e/o movimento rapido di masse rocciose o di materiali sciolti sotto l’effetto prevalente della forza di gravità**. Più precisamente, esse si verificano quando la componente verticale della stessa forza di gravità (che tende a trascinare le masse verso il basso) supera gli attriti interni del materiale che tendono, invece, a trattenerlo in posto.



## TIPI DI FRANE:

### 1) Frane di crollo



Consistono nel **distacco improvviso di masse di roccia da pareti assai ripide o strapiombanti**: nel movimento prevale, perciò, la componente verticale. Sono tipiche di rocce compatte quali calcari, arenarie litoidi, graniti, etc. Si verificano quando le **fessure** che interessano la roccia **si allargano e si approfondiscono fino ad isolare blocchi rocciosi**; nella loro caduta, questi ultimi tendono sovente a coinvolgere nella caduta altri blocchi instabili ubicati più in basso.

## Frane di crollo (*rock falls*)

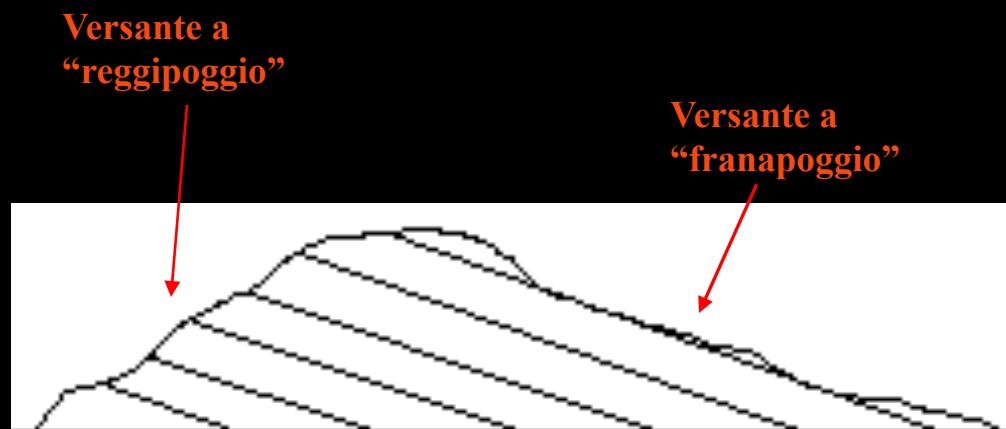
### Falls

In a *fall*, the moving material falls or topples freely and is not always in contact with the ground



## TIPI DI FRANE:

### 2) Frane di scivolamento



Tali frane avvengono lungo una superficie di discontinuità preesistente ed inclinata, per lo più costituita da una superficie di strato.

Generalmente, si verificano su versanti “a franapoggio”, aventi, cioè, la stessa immersione degli strati. Il verificarsi di queste frane è ancora più probabile quando il versante è costituito da **alternanze di rocce litoidi e intercalazioni argillose**: queste ultime, infatti, imbevendosi d’acqua, diventano estremamente scivolose e si configurano, pertanto, come piani di scivolamento preferenziali.

# Frane di scivolamento (*rock slides*)

## Geological variables: Nature of the material

For rocks, the maximum angle at which a slope is stable depends on a number of factors, including existing planes of weakness and shear strength of the overall rock type.

unstable slope due to jointing planes



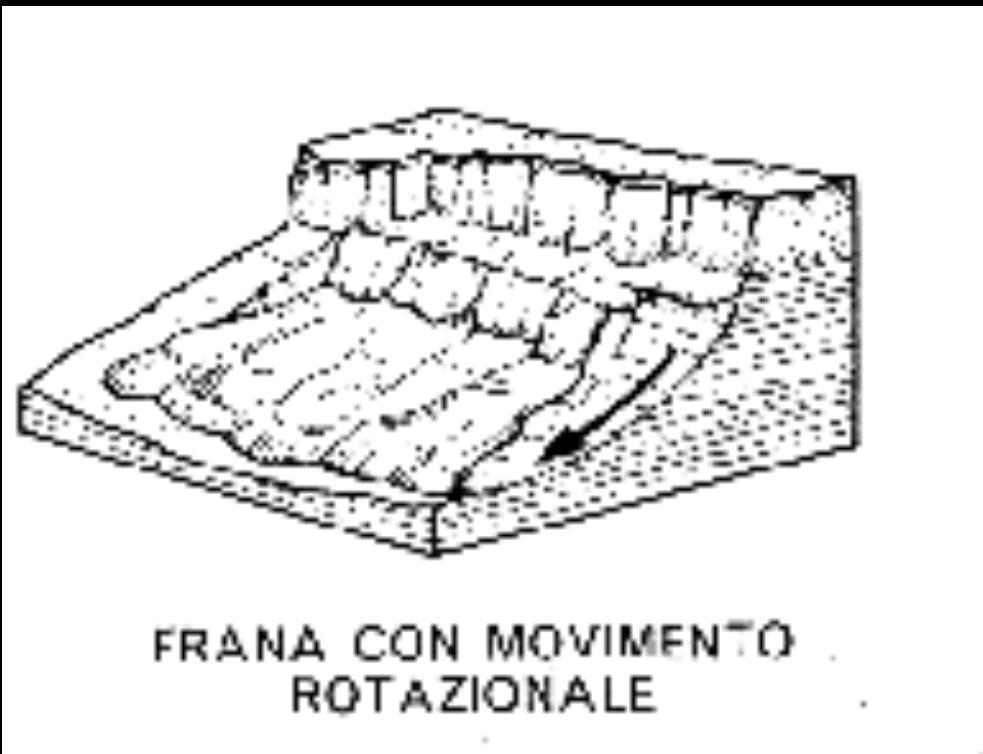
Planes of weakness are planes of lower friction, which facilitate movement. These might include "joints" and sedimentary layering.



rock slide

## **TIPI DI FRANE:**

### **3) Scorrimenti rotazionali.**



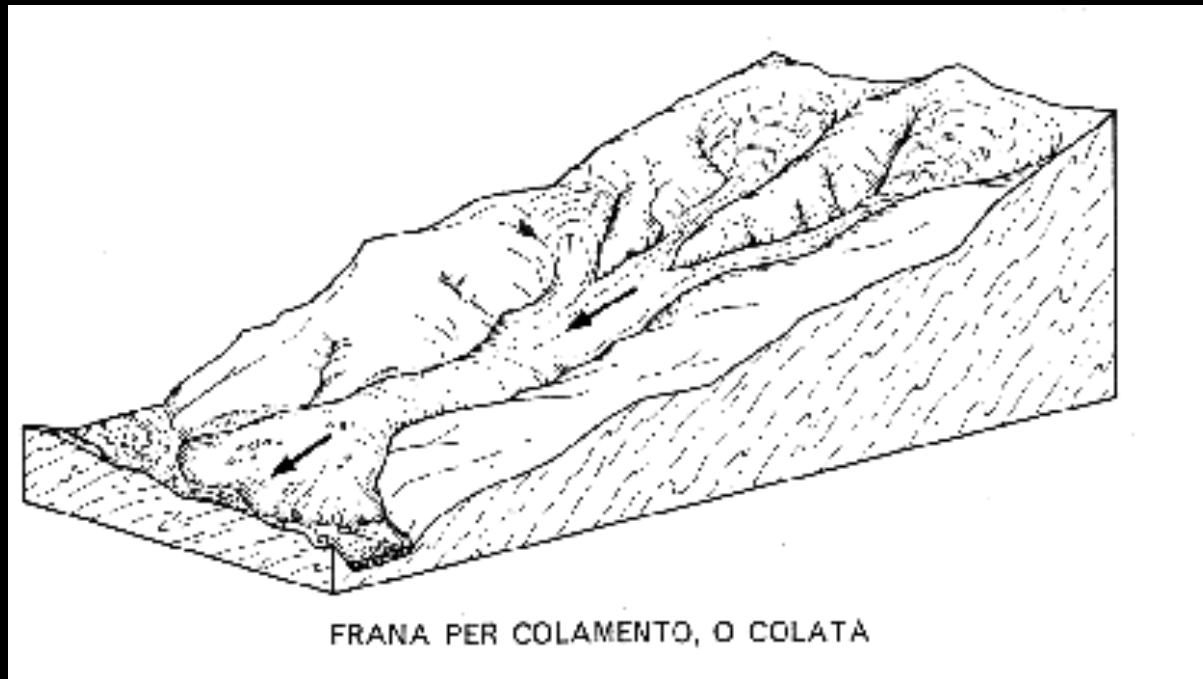
**Avvengono con la neoformazione di superfici di taglio curve, quando viene superata la resistenza al taglio dei materiali coinvolti.** Sono tipiche di materiali semicoerenti. Generalmente, il corpo di frana è caratterizzato dalla presenza di blocchi in contropendenza (la cui superficie, cioè, immerge verso monte)

## Scorimenti rotazionali (*slumps*).



## TIPI DI FRANE:

### 4) Frane per colamento (o colate)



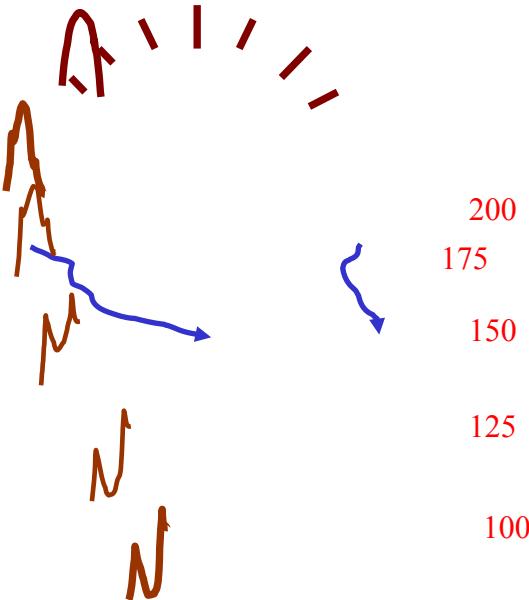
Sono per lo più **provocate da ammollimento di masse argillose ad opera dell'acqua**; quest'ultima ha l'effetto di far aumentare il peso dei sedimenti argillosi e, quindi, incrementare la componente verticale della forza di gravità. Inoltre, l'acqua svolge un'azione lubrificante sulle future superfici di scivolamento.

Le colate possono essere considerate come fenomeni di soliflusso a grande scala. Possono muoversi lentamente oppure a grande velocità, secondo la pendenza del versante. In quest'ultimo caso, le loro conseguenze possono essere catastrofiche (ad es. **frane di Sarno**). Avendo un comportamento simile a quello di un fluido, le colate tendono ad incanalarsi in valloni ed incisioni preesistenti. Nel loro movimento, possono coinvolgere blocchi rocciosi di altra natura.

## Frane per colamento (*earthflows*)



# RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DELLE FRANE



La caratteristica più evidente delle frane (specialmente colate e scorrimenti rotazionali) su carta topografica è la “concavo-convessità” delle curve di livello: ciò significa che le isoipse risultano dapprima concave verso le quote più elevate (in prossimità della nicchia di distacco che è, appunto una zona concava) e, successivamente, convesse (in corrispondenza del corpo di frana). Le nicchie di distacco di frane recenti, non ancora regolarizzate dagli agenti esogeni, sono spesso marcate da “barbette”. I bordi laterali delle frane sono spesso marcati da piccoli corsi d’acqua; questi ultimi mostrano sovente anomalie modificazioni della loro direzione di scorrimento, individuando, in qualche caso, addirittura angoli retti. Nel caso degli **scorrimenti rotazionali**, le isoipse del corpo di frana sono anch’esse interessate da piccole concavo-convessità (espressione dei blocchi in contropendenza tipici di queste frane).

# IL DILAVAMENTO (1)

Con il termine “dilavamento” s’intende quell’insieme di processi di denudazione (o “erosione areale”) in cui il principale agente esogeno è l’acqua.

I principali fattori che condizionano l’efficacia della pioggia battente e del ruscellamento superficiale nel produrre effetti sulla morfologia sono i seguenti:

1) *La natura del materiale*, inteso come **granulometria** e **stato di aggregazione**. Così, ad esempio, una sabbia sciolta sarà più vulnerabile all’erosione idrica superficiale rispetto ad una ghiaia sciolta: quest’ultima, infatti, è caratterizzata da una maggiore granulometria e necessita, pertanto, di un ruscellamento più intenso per poter essere erosa. Allo stesso modo, una sabbia sciolta sarà più facilmente erodibile rispetto ad un’arenaria, che ha la stessa granulometria ma una aggregazione molto maggiore.

2) *La morfologia del versante*, inteso come **pendenza**, **lunghezza** e **forma**. Tali fattori agiscono principalmente sulla velocità dell’acqua: quanto più essa è elevata, tanto maggiore è la sua capacità erosiva. Infatti, maggiore è la pendenza, maggiore sarà la velocità dell’acqua e, quindi, la sua energia erosiva. Allo stesso modo, versanti lunghi si comporteranno come “piste di accelerazione” dell’acqua di ruscellamento, con progressivo aumento, nella parte inferiore del versante stesso, della velocità e, quindi, dell’erosività dell’acqua. Infine, versanti irregolari presenteranno un più elevato numero di ostacoli morfologici al libero fluire delle acque; queste ultime, rallentate da tali ostacoli, perderanno molta della loro velocità e, quindi, della loro capacità di erodere.

# IL DILAVAMENTO (2)

## fattori di condizionamento

3) *Il clima.* Tale fattore condiziona il dilavamento sia direttamente (più frequenti e più intense saranno le precipitazioni, maggiori saranno il ruscellamento e la conseguente erosione idrica superficiale), sia indirettamente. Si pensi, ad esempio, al rigonfiamento e contrazione delle argille in climi caldo-umidi: tale processo disaggrega meccanicamente le argille, diminuendone lo stato di aggregazione e rendendole, perciò, più facilmente erodibili.

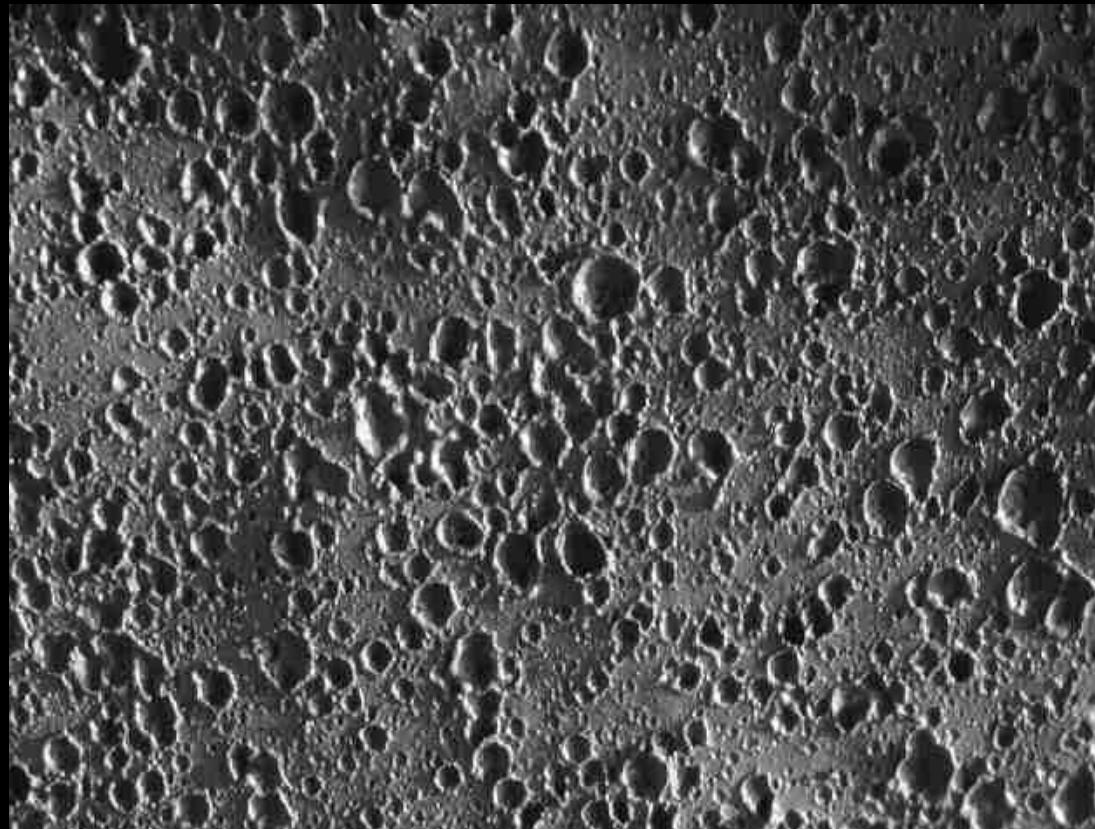
4) Il tipo e la continuità della copertura vegetale. Gli apparati fogliari degli alberi intercettano le gocce di pioggia, rendendo minore il loro impatto erosivo sul suolo. Inoltre, i fusti degli alberi rallentano il deflusso superficiale, favorendo l'infiltrazione a scapito del ruscellamento. Infine, gli apparati radicali tendono a trattenere *in situ* le particelle mobili del terreno.

5) Fattori antropici. Pratiche quali il disboscamento inibiscono l'azione inibitoria delle piante sul ruscellamento precedentemente descritta.

## **TIPI DI DILAVAMENTO:**

### **1) *Splash erosion***

Consiste nell'azione meccanica diretta delle gocce di pioggia sul terreno; essa richiede gocce di grosse dimensioni e pioggia intensa. Ancora più efficace è l'effetto della grandine



## **TIPI DI DILAVAMENTO:**

### **2) *Sheet erosion***

E' legato ad un ruscellamento che si manifesta quando quest'ultimo ha carattere estensivo, ossia è un "ruscellamento diffuso" sull'intera superficie topografica;

# TIPI DI DILAVAMENTO:

## 3) *Rill erosion*

Tale azione erosiva è legata ad un primo inizio di concentrazione in rivoletti (*rills*) del ruscellamento superficiale. Questi ultimi sono generati dal riunirsi dei filetti idrici secondo linee di scorrimento preferenziali, lungo le quali l'energia dell'acqua dilavante diventa maggiore. I rivoli sono tra loro sub-parallelî e, generalmente, disposti lungo la linea di massima pendenza; in molti casi, sono discontinui. La loro posizione non è fissa nel tempo: infatti, a causa della ridotta profondità tendono facilmente ad essere occlusi da materiale proveniente da monte, per poi riformarsi in posizione diversa al successivo evento piovoso.



## TIPI DI DILAVAMENTO:

### 4) *Gully erosion*

Tale azione erosiva rappresenta l'evoluzione estrema della *rill erosion*: i rivi assumono maggiore profondità ed hanno posizione fissa nel tempo (*gullies*). L'acqua che scorre in essi è dotata di portata e velocità elevate, da cui consegue una notevole capacità erosiva di tipo **lineare**: pertanto, essi non rientrano più nei processi di dilavamento (che presuppongono un'erosione di tipo “areale”).



## **TIPI DI DILAVAMENTO:**

### **5) *Sheet flood* (o *sheet wash*)**

E' una manifestazione accentuata dell'erosione areale, che si manifesta quando l'intensità della pioggia e la forma dei versanti fa sì che al piede di questi il velo d'acqua che scorre acquisti forte spessore e, contemporaneamente, mantenga alta velocità ed elevata energia erosiva.

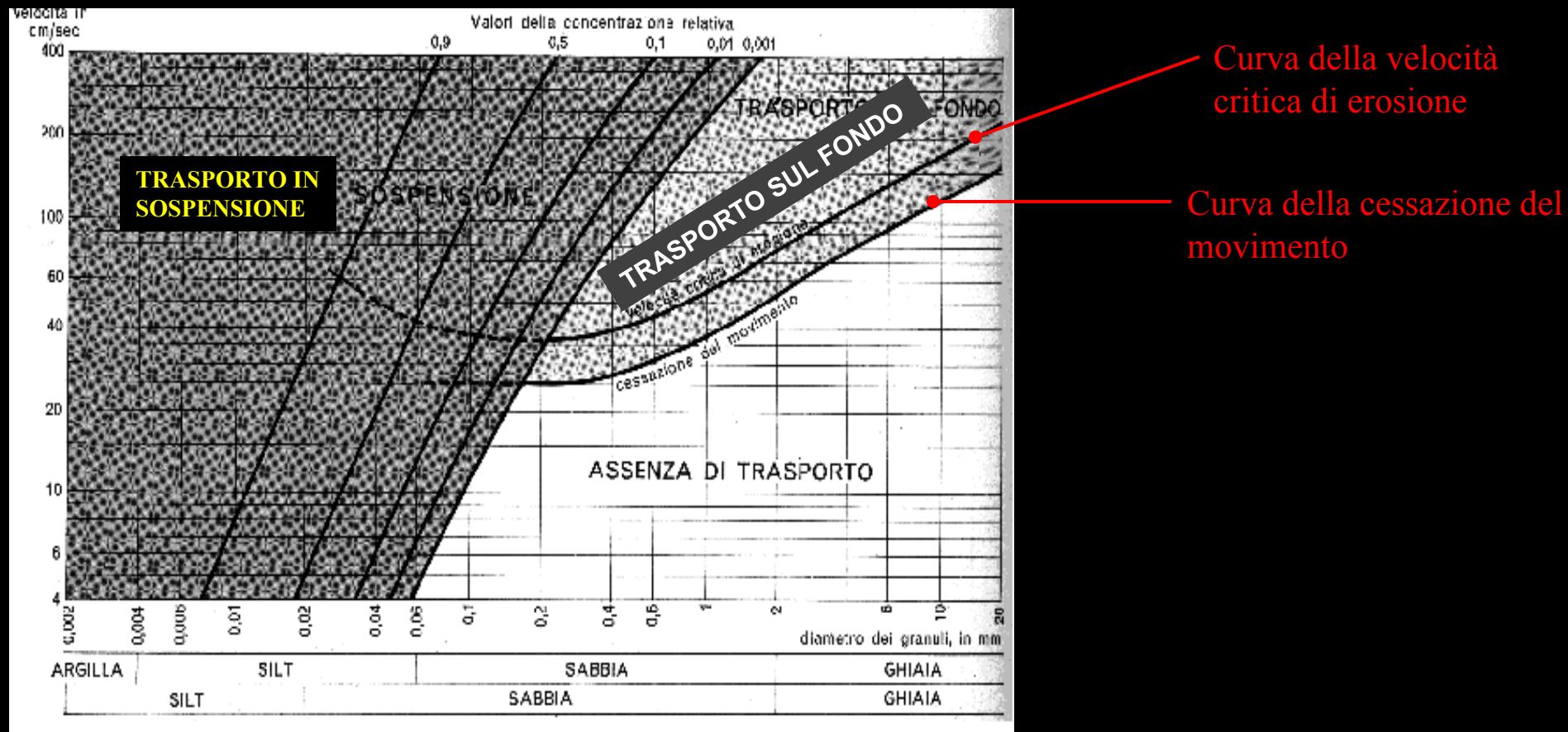


# MORFOLOGIA FLUVIALE

Con il termine “morfologia fluviale” intendiamo quell’insieme di forme che si originano a seguito dei processi di **erosione, trasporto e sedimentazione** riconducibili all’azione dei corsi d’acqua (fiumi principali ed affluenti minori).

# RELAZIONI TRA VELOCITA', TRASPORTO E SEDIMENTAZIONE

Nell'ambiente geomorfologico fluviale, gran parte del modellamento del paesaggio ad opera dei corsi d'acqua avviene quando la loro energia (e la conseguente capacità erosiva e di trasporto) è massima, ovvero durante le PIENE. A parità di energia, l'entità del modellamento dipende principalmente dalla granulometria dei depositi coinvolti nella dinamica fluviale.



# TIPI DI ALVEI FLUVIALI

## 1) Alvei in roccia.

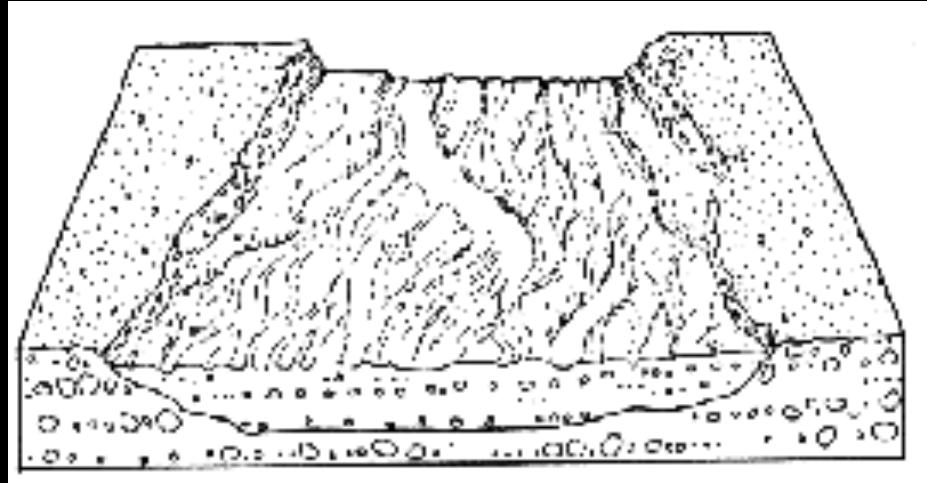


Sono tipici dei torrenti di montagna, dotati di forte stagionalità (ovvero quasi asciutti nel periodo estivo, turbolenti e con elevata erosività nei periodi piovosi). La forma è irregolare, la profondità è spesso elevata rispetto alla larghezza. Sono spesso ubicati sul fondo di ripide vallecole a "V". I detriti che ingombrano il fondo di questi torrenti sono quasi sempre a granulometria elevata e derivano da crolli dai versanti laterali; i depositi più grossolani (massi e blocchi) tendono ad essere elaborati dalla corrente piuttosto che trasportati. Al contrario, data l'elevata energia del torrente, le sabbie e le argille tendono ad essere allontanate con grande facilità.



# TIPI DI ALVEI FLUVIALI

## 2) Letto largo a canali anastomizzati (*braided stream*)

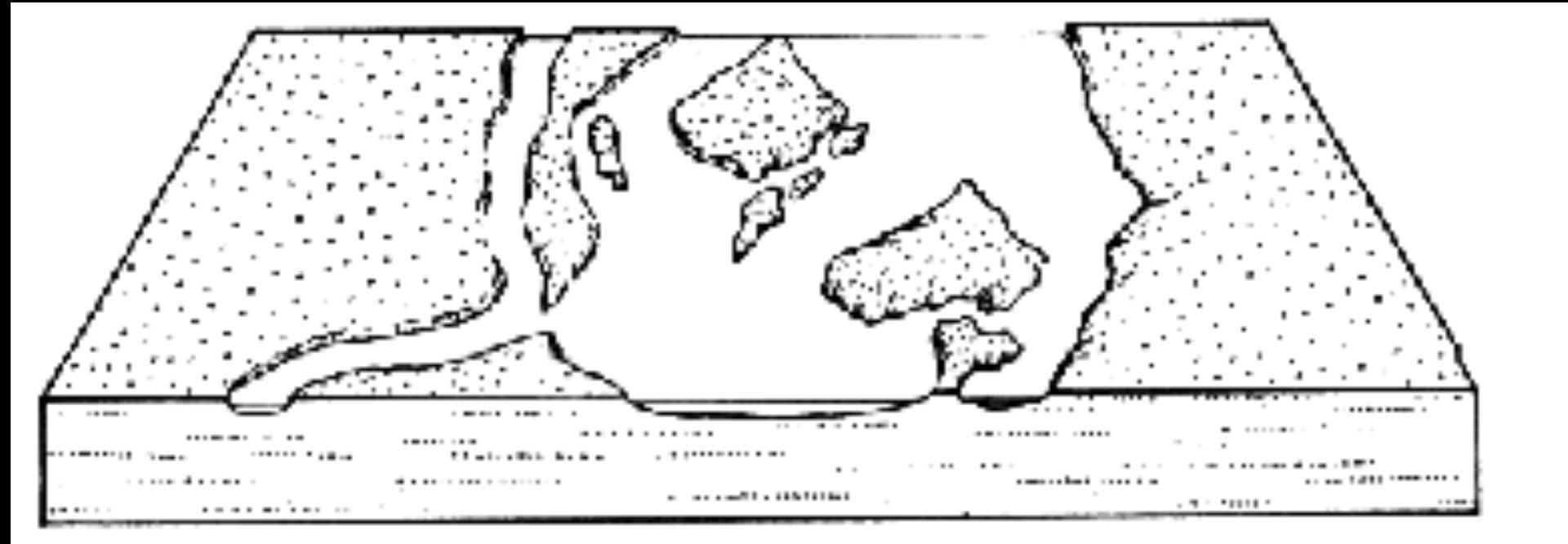


Sono tipici dei corsi d'acqua soggetti ad elevato apporto detritico. Il greto è coperto da ciottoli depositatisi alla fine di ogni piena. Estremamente frequenti le isole fluviali che, però, hanno natura effimera. La larghezza è assai maggiore rispetto alla profondità.



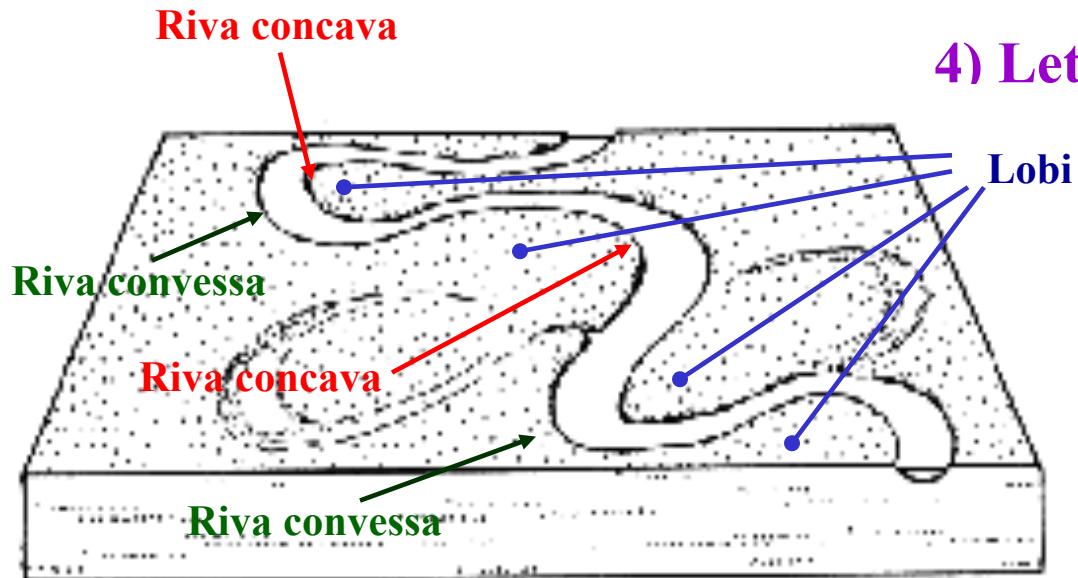
## **TIPI DI ALVEI FLUVIALI**

### **3) Letto largo ad isole sabbiose.**



E' simile al precedente; se ne differenzia per la minore granulometria dei depositi (sabbiosi e non ghiaiosi) e per la minore superficie occupata dalle isole rispetto all'acqua.

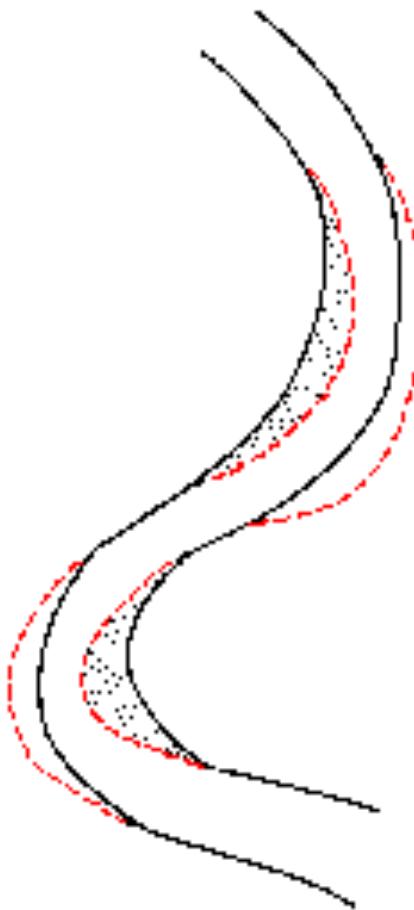
# TIPI DI ALVEI FLUVIALI



## 4) Letto a meandri.

I meandri sono anse che si susseguono per lo più regolarmente lungo un tratto di un corso d'acqua. Generalmente, si riscontrano nelle grandi pianure alluvionali, ove il fiume ha la possibilità di divagare. I lembi di pianura alluvionale chiusi su tre lati dal meandro vengono detti **lobi**; la riva che delimita un lobo viene detta **riva concava** e degrada dolcemente verso il fiume, mentre la riva opposta viene detta **riva convessa** ed è generalmente marcata da scarpate.

La linea immaginaria che congiunge i punti ove il corso d'acqua assume la massima velocità (*filo della corrente*) tende a localizzarsi lungo la riva convessa; essa pertanto sarà soggetta a forte erosione. Quest'ultima si manifesta con la progressiva asportazione di materiale dalla base della scarpata (*scalzamento al piede*), la quale tende perciò ad **arretrare** per crolli successivi. Parallelamente, la riva convessa tende ad **avanzare**: la bassa velocità del fiume, infatti, consente la deposizione di sedimenti. Il risultato sarà quello di una progressiva **migrazione** del meandro. A seguito di questa migrazione, due rive convesse possono congiungersi: si verifica, allora, un **salto di meandro** con formazione di **laghetti "a corna di bue"**.



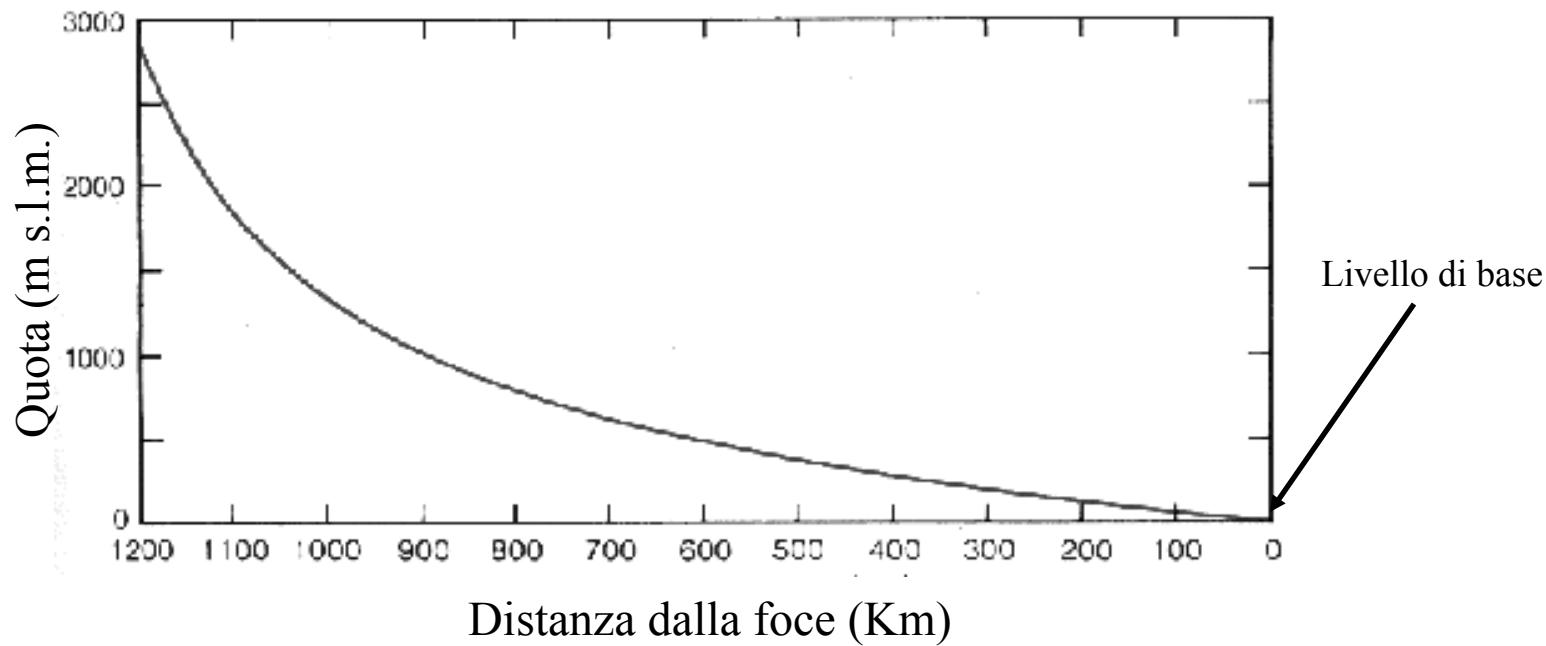
## ALCUNI ESEMPI DI ALVEI A MEANDRI



Meandri “liberi” in piana alluvionale

← Meandri “incassati” in roccia

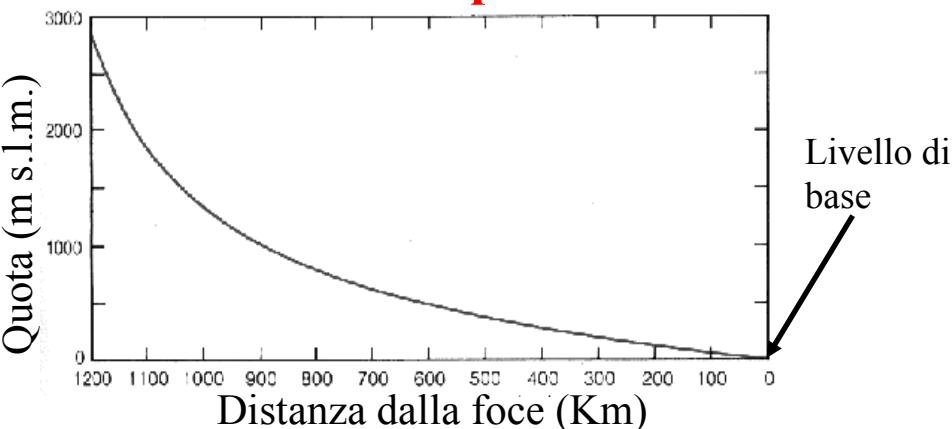
## IL PROFILO LONGITUDINALE DI UN CORSO D'ACQUA.



Il *profilo longitudinale* di un corso d'acqua è un grafico quota-distanza che esprime le variazioni di pendenza di un alveo fluviale. La quota della foce viene detta *livello di base*: il livello di base può essere *assoluto* (il mare) o *locale* (corsi d'acqua di maggiori dimensioni, laghi, etc.). Il profilo rappresentato in figura è detto *profilo di equilibrio* o *profilo regolarizzato*: esso rappresenta la distribuzione delle pendenze che ogni corso d'acqua tende a raggiungere. Tale situazione ideale viene raggiunta dal fiume erodendo i tratti più acclivi e depositando su quelli a pendenza troppo blanda.

# IL PROFILO LONGITUDINALE DI UN CORSO D'ACQUA:

## Fattori condizionanti la pendenza dell'alveo

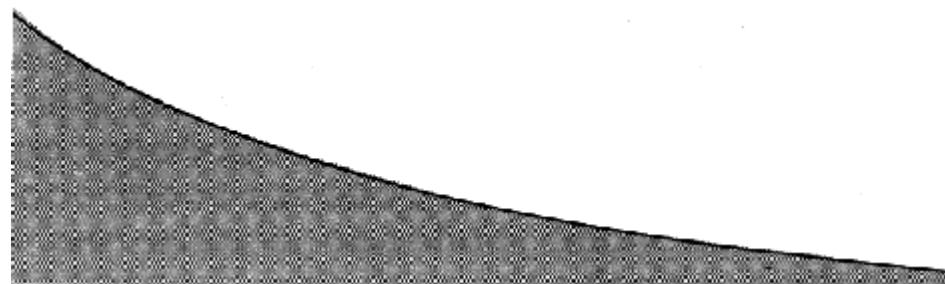


1) **La portata.** Quanto maggiore è la portata, maggiore è l'energia del corso d'acqua e, quindi, la sua capacità di trasportare il detrito ( $E=1/2mv^2$ ; nel caso dei fiumi,  $E=1/2qv^2$ , dove  $q$  è la portata). La massima portata viene raggiunta nelle aree più vicine alla foce, dove il fiume ha ricevuto gli apporti della maggior parte dei suoi affluenti. In tali aree, l'elevata portata fornisce da sola al corso d'acqua tutta l'energia di cui esso abbisogna per trasportare il detrito; il fiume non ha bisogno, pertanto, di elevate pendenze che ne aumentino l'energia e la conseguente capacità di trasporto solido.

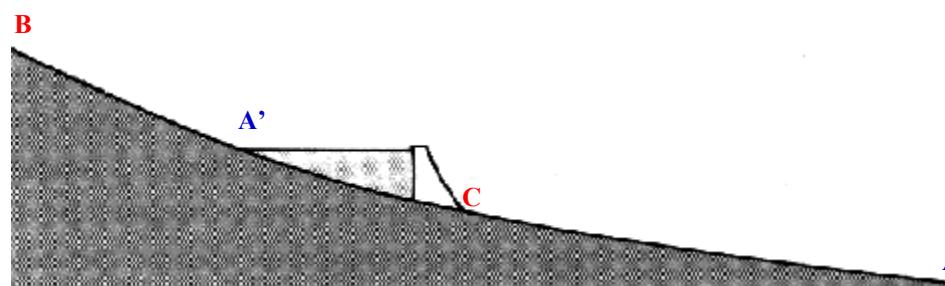
2) **La quantità di detrito proveniente da monte.** A parità di altre condizioni, tra due corsi d'acqua aventi uguale portata sarà caratterizzato da pendenze maggiori quello che proviene da aree più soggette ad erosione e che forniscono, quindi, maggiori quantità di detrito. Il detrito modifica la morfologia dell'alveo, aumentandone la pendenza. Le maggiori pendenze forniscono al corso d'acqua l'energia di cui ha bisogno per trasportare il detrito stesso.

3) **La composizione granulometrica del detrito.** Detriti più grossolani (prevallenti a monte) sono caratterizzati da angolo di attrito interno maggiore rispetto a detriti limo-sabbiosi (prevallenti a valle). Di conseguenza, le pendenze di corsi d'acqua con letto in materiale grossolano saranno maggiori di quelle di corsi d'acqua con carico solido in prevalenza sabbioso-limoso.

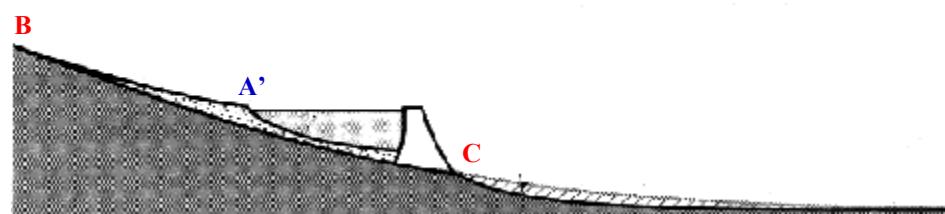
# VARIAZIONI DEL PROFILO LONGITUDINALE DEI CORSI D'ACQUA



Fase-1: situazione precedente la variazione del profilo longitudinale

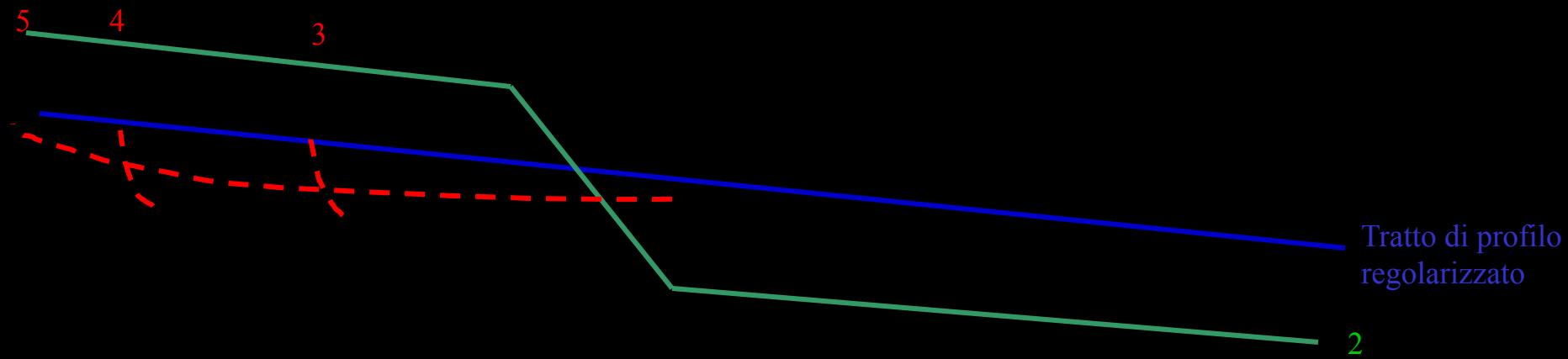


Fase-2: la costruzione di una diga modifica il livello di base (ovvero la quota della foce), spostandola dal punto A al punto A', posto a quota più elevata. Pertanto, nel tratto BA' il fiume avrà una pendenza troppo elevata rispetto a quella "ideale" del profilo regolarizzato; al contrario, nel tratto CA tale pendenza sarà troppo blanda rispetto al profilo di equilibrio.



Fase-3: il corso d'acqua "aggiusta" il proprio profilo, tendendo a quello di equilibrio. Nel tratto BA', abbassa le pendenze depositando sedimenti (ed innalzando, di fatto la superficie topografica). Nel tratto CA, dove la pendenza era divenuta troppo blanda, ne incrementa il valore asportando sedimenti.

# La risposta del corso d'acqua agli abbassamenti del livello di base: l'erosione regressiva



# **VARIAZIONI LIVELLO DI BASE DEI CORSI D'ACQUA:**

## **Le cause (1)**

**1) Variazioni del livello marino.** Durante le fasi glaciali del Quaternario, enormi volumi d'acqua erano intrappolati allo stato solido nelle calotte glaciali; di conseguenza, vi era una minore disponibilità globale di acqua allo stato liquido e, quindi, un minor volume d'acqua negli oceani. Ne risultava un livello di base assoluto (livello del mare) più basso. Ciò portava ad una intensa erosione del reticolo idrografico che, partendo dalla foce, abbassava progressivamente le proprie quote e le proprie pendenze per adattarsi al livello di base assoluto. Viceversa, nelle fasi interglaciali, lo scioglimento dei ghiacciai riversava negli oceani enormi volumi d'acqua, con aumento del livello di base assoluto: ne risultava una diffusa deposizione lungo le aste fluviali. Tale comportamento caratterizzava principalmente i tratti fluviali più vicini alla costa; viceversa, nelle aree interne, l'aggradazione risultava prevalente nelle fasi fredde e l'erosione in quelle temperate.

**2) Fenomeni di sbarramento.** Agiscono prevalentemente sui livelli di base locali. Possono essere dovuti, ad esempio, al verificarsi di una frana che ostruisce il fiume; spesso si forma un lago, che costituisce il nuovo livello di base per il tratto fluviale a monte della frana stessa. La conseguenza sarà la deposizione di sedimenti lacustri, con diminuzione delle pendenze ed “aggiustamento” del livello di base. Una volta che il corso d'acqua avrà rimosso l'ostacolo, erodendo progressivamente la frana, il dislivello con il tratto a valle verrà progressivamente obliterato per erosione regressiva, che avrà il compito di ripristinare il profilo di equilibrio “disturbato” dalla frana.

**3) Movimenti tettonici.** Se la tettonica solleva il blocco a valle e ribassa quello a monte, si crea un “effetto-diga” con sbarramento; quest'ultimo fa aumentare il livello di base ed inizia la deposizione. Viceversa, se il blocco sollevato è quello a monte, si crea un dislivello che “disturba” la regolarità del profilo di equilibrio: il fiume tenderà, perciò, ad eliminarlo erodendolo progressivamente e depositando i prodotti dell'erosione più a valle.

## **VARIAZIONI LIVELLO DI BASE DEI CORSI D'ACQUA:**

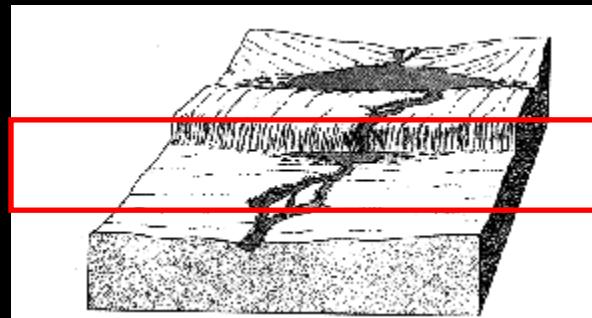
### **Le cause (2)**

**4) Variazioni di portata.** Sono generalmente dovute ad un cambiamento del clima: un aumento di piovosità, ad esempio, agisce incrementando la portata dei corsi d'acqua. La maggiore portata equivale ad una maggiore energia del corso d'acqua e, quindi, ad un incremento della sua capacità erosiva. Viceversa, una diminuzione di portata favorisce l'aggradazione dei sedimenti.

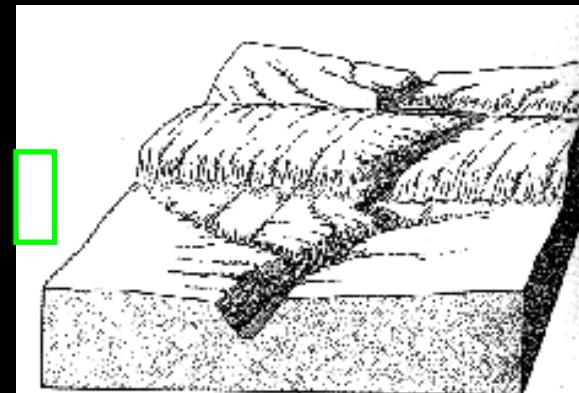
**5) Variazioni nel trasporto solido.** Un apporto eccessivo di detrito provoca incremento del livello di base e, quindi, aggradazione. Inoltre, il corso d'acqua non sarà in grado di erodere poiché tutta la sua energia sarà impiegata nel trasporto o, nei casi di maggiore apporto detritico, addirittura nella sola rielaborazione dei clasti. Tali situazioni si verificavano nei bacini fluviali intramontani nelle fasi glaciali del Quaternario: il clima freddo non consentiva lo sviluppo di vegetazione sui versanti (condizione detta di *resistasia*) in grado di trattenere le enormi quantità di detrito prodotte dall'alternanza gelo-disgelo (*crioclastismo*); ne risultava, pertanto, un forte accumulo di sedimenti nelle valli. Con il miglioramento del clima, diminuiva la quantità di detrito prodotta dai versanti, anche per l'azione "frenante" svolta dalle piante (*biostasia*). Il fiume, non più rallentato dai detriti, acquistava velocità e capacità erosiva, incidendo scarpate nei sedimenti precedentemente accumulatisi.

**6) Azioni antropiche.** Includono pratiche quali il disboscamento (che, come detto, fa aumentare la quantità di detrito che si riversa nei fiumi, inibendo l'azione stabilizzatrice delle piante), la costruzione di dighe, la regimazione dei corsi d'acqua con creazione di un profilo longitudinale artificiale, etc.

# FASI EVOLUTIVE DI UN SISTEMA FLUVIALE



**Stadio iniziale.**  
Il corso d'acqua presenta frequenti laghi, cascate e rapide



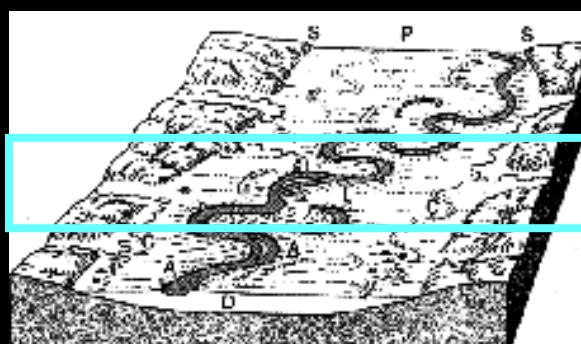
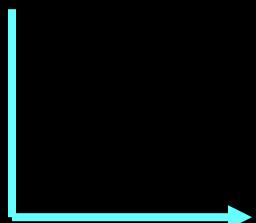
**Stadio di media giovinezza.**  
Scompaiono i laghi ma permangono le cascate. I meandri sono incassati.



**Fase di maturità.**  
E' caratterizzata dalla comparsa dei primi meandri liberi

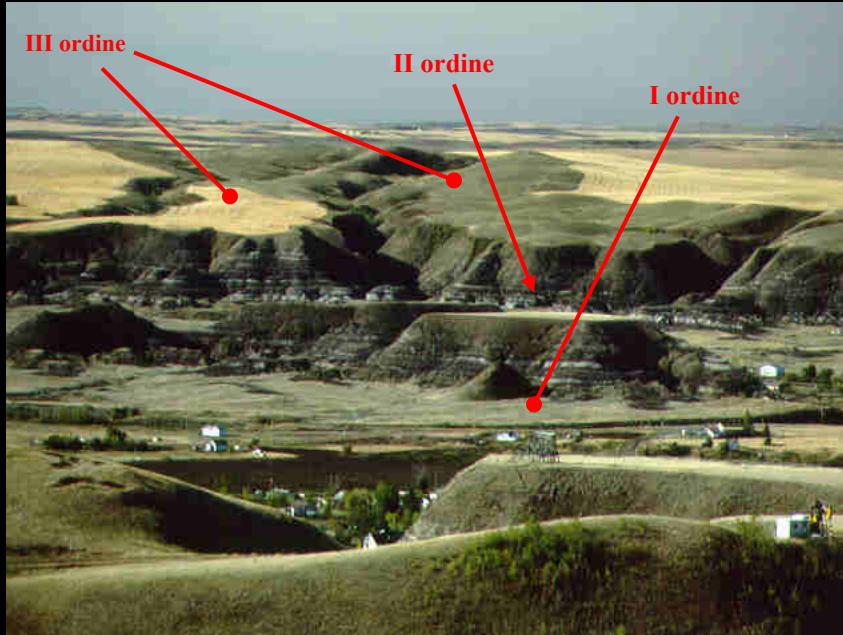


**Fase di prima maturità.**  
Scompaiono le cascate; s'individuano i primi piccoli lembi di pianura alluvionale



**Fase di piena maturità.** La pianura alluvionale è ampia e il fiume è libero di divagare

# I TERRAZZI ALLUVIONALI

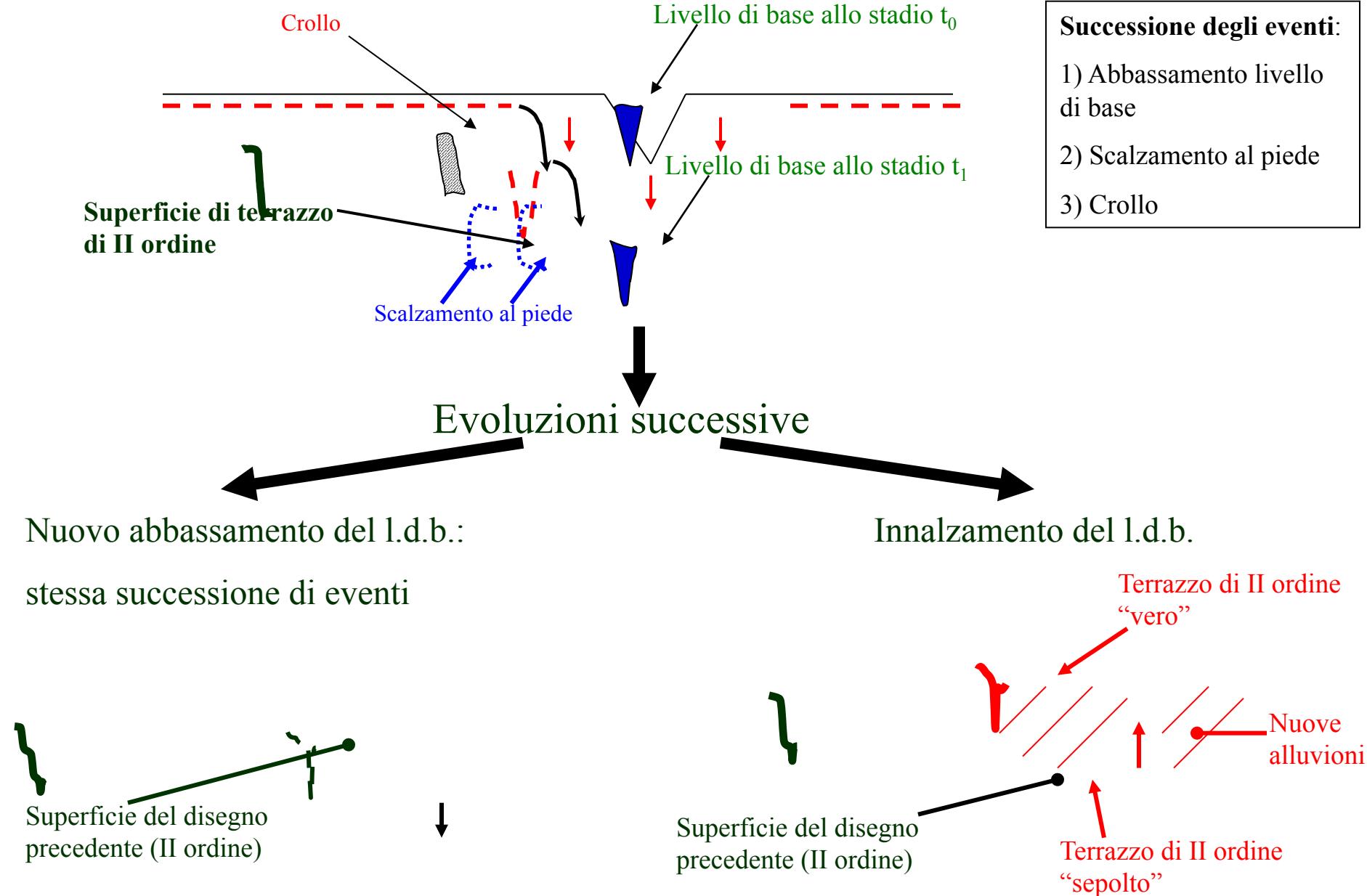


In sezione, i terrazzi hanno un tipico aspetto “a gradinata”: ciascun “gradino” costituisce un *ordine di terrazzo*. Generalmente, il I ordine è quello più basso

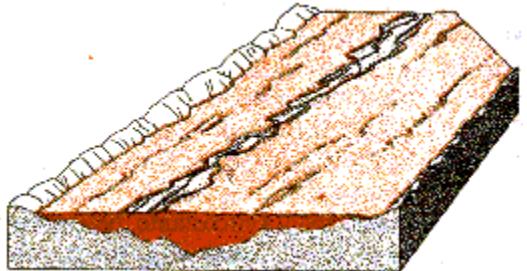
Con questo termine, vengono indicate superfici planari o sub-planari delimitate da scarpate, entrambe di origine fluviale. Sono testimoni delle oscillazioni del livello di base del corso d’acqua: in particolare, le scarpate si sono generate in condizioni di abbassamento del livello di base (con conseguente incisione), mentre i *flat* sommitali testimoniano periodi di stasi del fiume



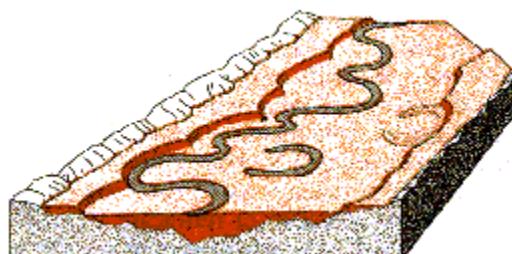
# GENESI DEI TERRAZZI ALLUVIONALI



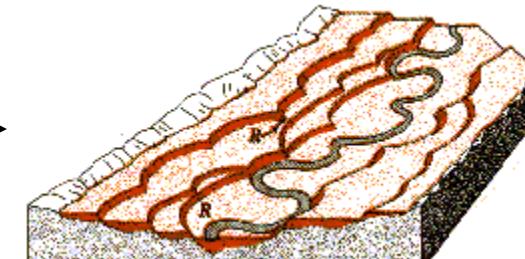
# GENESI DEI TERRAZZI ALLUVIONALI



Fase-1: riempimento  
della valle



Fase-2: primo abbassamento  
del livello di base

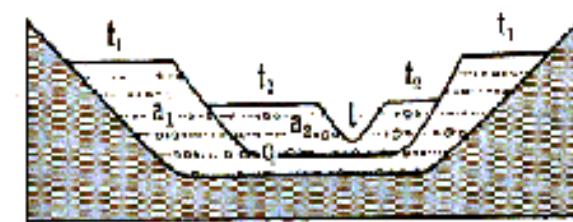


Fasi successive: ulteriori abbassamenti  
del l.d.b. con individuazione di quattro  
ordini di terrazzi

## TIPI DI TERRAZZI ALLUVIONALI



**Terrazzi erosionali** (terrazzamento  
di un unico corpo alluvionale)

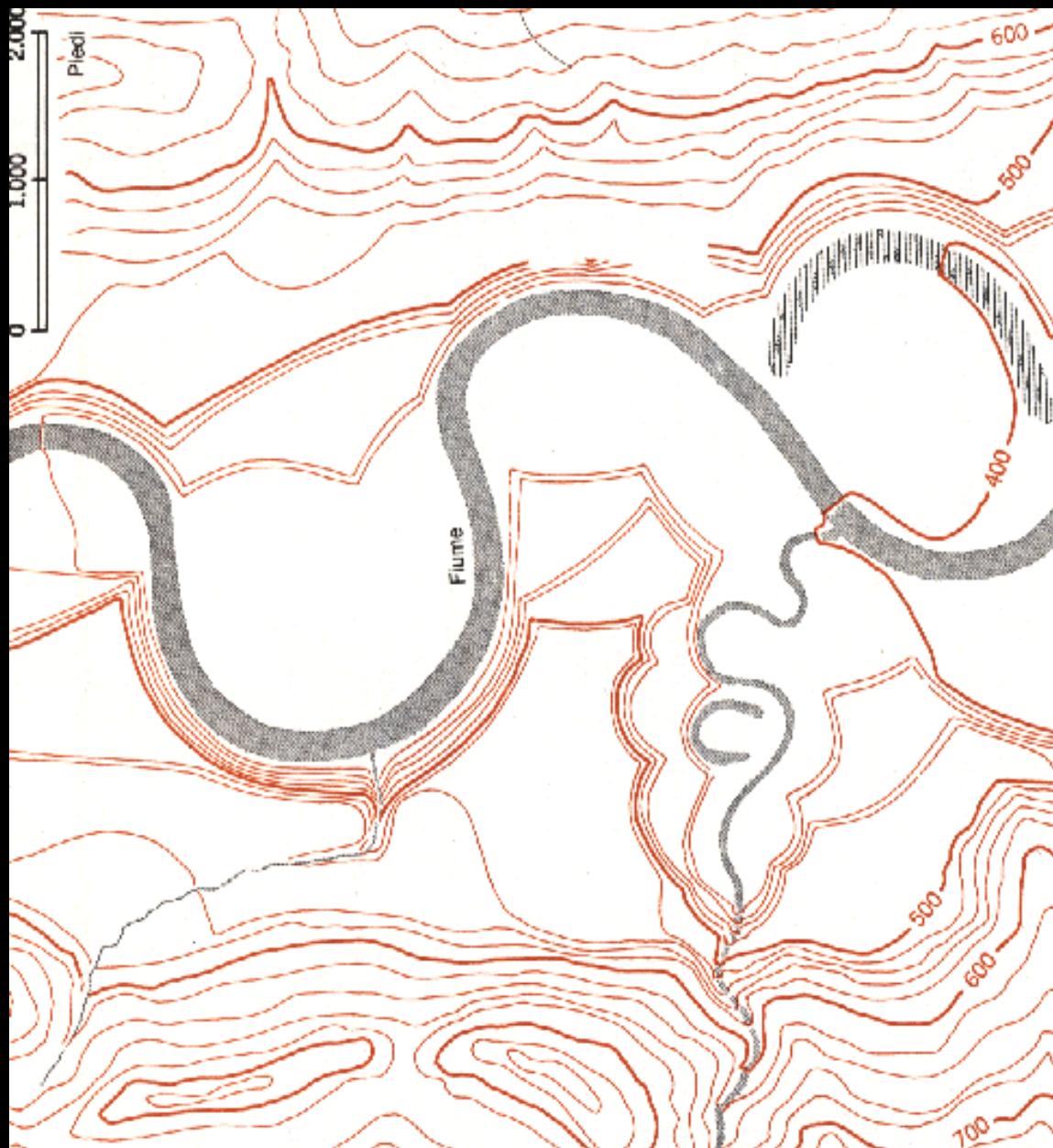


**Terrazzi depositionali** (superficie sommitali derivanti dalle deposizioni  
successive di più corpi alluvionali)

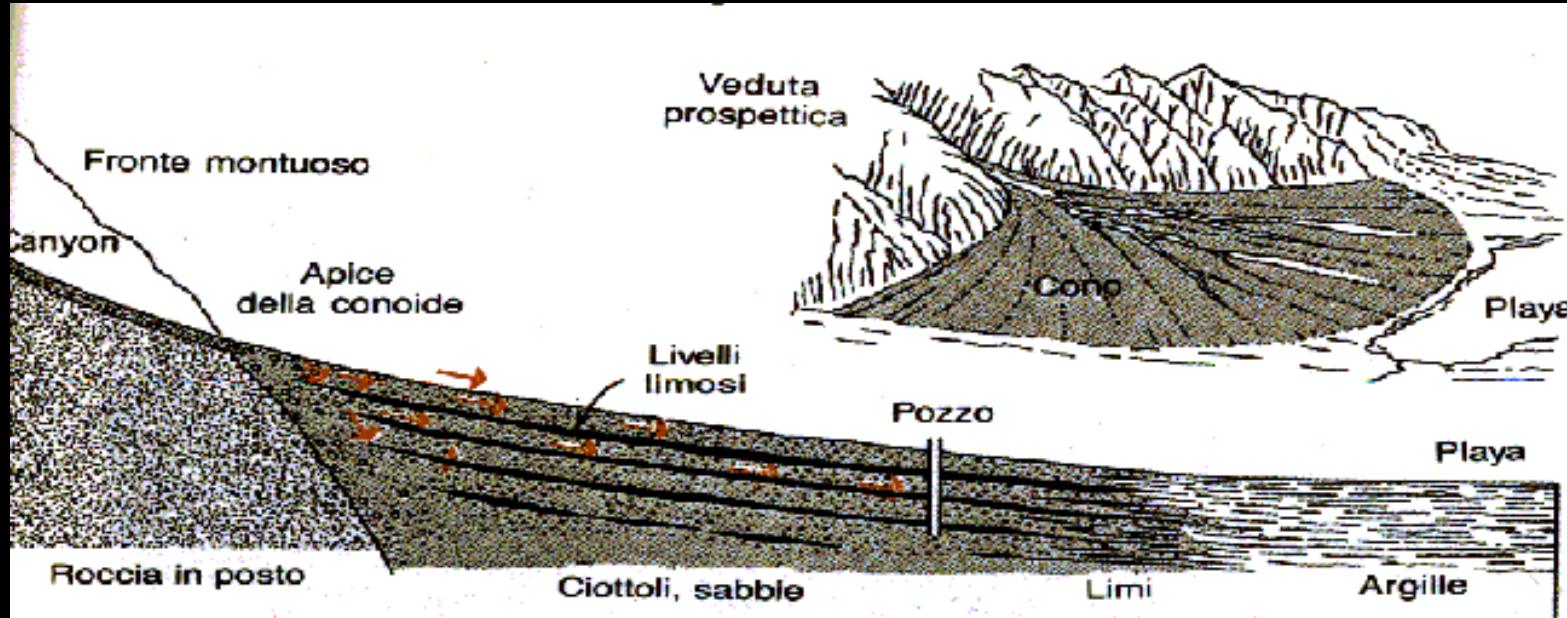


**Terrazzi d'erosione in roccia.** Il  
velo sommitale di alluvioni può  
anche mancare

# RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DEI TERRAZZI



# CONOIDI ALLUVIONALI



Le conoidi alluvionali sono forme convesse assai tipiche che si aprono a ventaglio allo sbocco dei torrenti montani nella pianura. Le acque di ruscellamento cariche di detriti e che provengono dal retrostante versante, allo sbocco nella pianura trovano improvvisamente pendenze molto più blande che ne provocano un brusco rallentamento; la perdita improvvisa di velocità si traduce in una perdita di energia e, quindi, di capacità di trasporto. Ne consegue la deposizione ai piedi del versante dei detriti, che vengono “sparsi” a ventaglio. I clasti più grossolani, per i quali è necessaria l’energia più elevata, sono i primi ad essere depositati e si rinvengono in prossimità dell’apice della conoide; al contrario, i detriti più fini si rinvengono a maggiori distanze dal vallone di alimentazione.

In seguito ad abbassamenti del livello di base del fiume che scorre nella pianura, nuove conoidi possono formarsi al fronte di quelle più antiche: si parla, in questo caso, di *generazioni di conoidi*.