

APPUNTI DI GEOLOGIA APPLICATA

A Cura di V. Francani e C. Rampolla

Capitolo 2 - IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

Capitolo 3 - LA COSTRUZIONE DEL MODELLO FISICO DEL SOTTOSUOLO

Capitolo 2. IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

Il riconoscimento delle rocce è indispensabile per la cartografia dei terreni affioranti nell'area in esame, cioè alla costruzione della carta geologica del sito.

Su questi documenti vengono rappresentate le rocce affioranti, la loro disposizione nello spazio (giacitura), le principali discontinuità che le attraversano, i rapporti che hanno con le altre rocce, le sorgenti e i pozzi.

Le carte topografiche sono la base indispensabile di ogni rilevamento geologico, esse sono una rappresentazione delle condizioni della superficie terrestre che descrivono dimensioni e forme del terreno, gli oggetti concreti (edifici, strade, vegetazione) ed elementi immateriali (confini amministrativi, toponomastica). Ne esistono di diversi tipi; in Italia si usano comunemente quelle dell'Istituto Geografico Militare (I.G.M.) di Firenze. Tutto il territorio italiano è suddiviso in 277 fogli in scala 1:100.000 (Figura), che costituiscono la base topografica della Carta Geologica d'Italia (C.G.I.). Ciascun foglio è suddiviso in 4 quadranti, in scala 1:50.000, e ciascun quadrante è a sua volta suddiviso in 4 tavolette in scala 1:25.000. Queste ultime sono le basi topografiche più usate nei rilevamenti geologici in quanto garantiscono un sufficiente dettaglio. Quando il rilevamento geologico deve essere particolarmente accurato, oppure interessa una porzione di territorio assai limitata o strutturalmente molto complicata, si utilizzano carte a scale maggiori: 1:10.000, 1:5.000, 1:2.000 ecc. La scala va sempre scelta in funzione del tipo di lavoro e del grado di precisione richiesto.

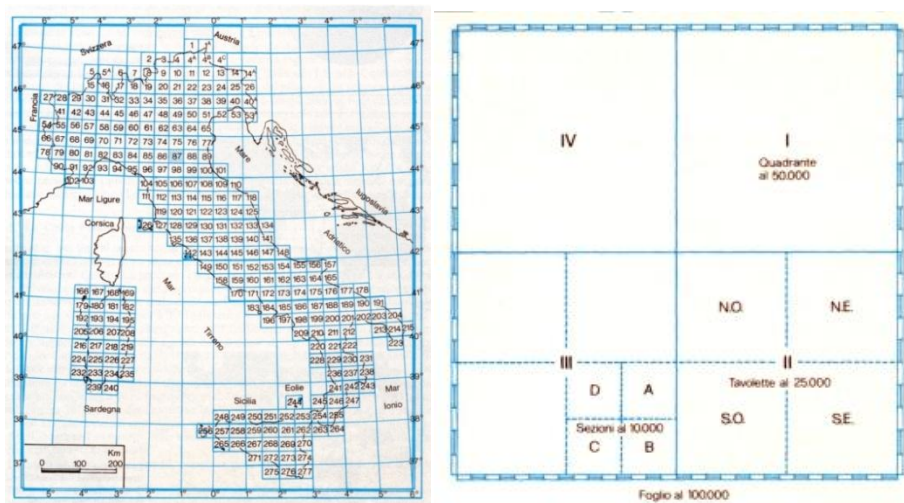


Figura 1 - a) Quadro d'unione dei Fogli alla scala 1:100.000 della Carta Fondamentale d'Italia dell'Istituto Geografico Militare. b) Suddivisione di ciascun foglio della Carta Fondamentale d'Italia in quadranti (1:50.000) e in tavolette (1:25.000); talora le tavolette sono state a loro volta suddivise in sezioni (1:10.000).

“Una carta geologica è la registrazione di come sono distribuite sulla superficie terrestre rocce di età e natura diverse; essa è anche, e soprattutto, una fonte di informazioni sull’evoluzione della Terra, o di una sua piccola parte, come sistema fisico, chimico e biologico, attraverso i milioni di anni della sua storia” (Butler & Bell, 1991). L’esame della carta geologica (in Italia la C.G.I. a scala 1:100.000) (fig. 2) e le relative "Note illustrative" è il punto di partenza per effettuare una ricerca bibliografica.

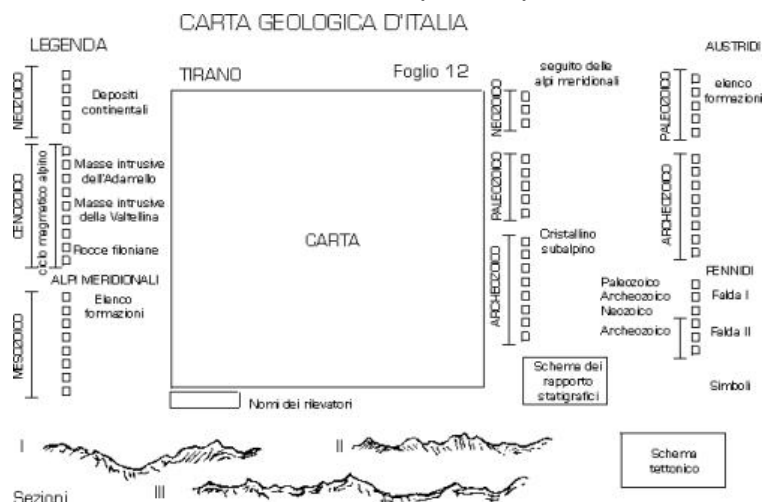
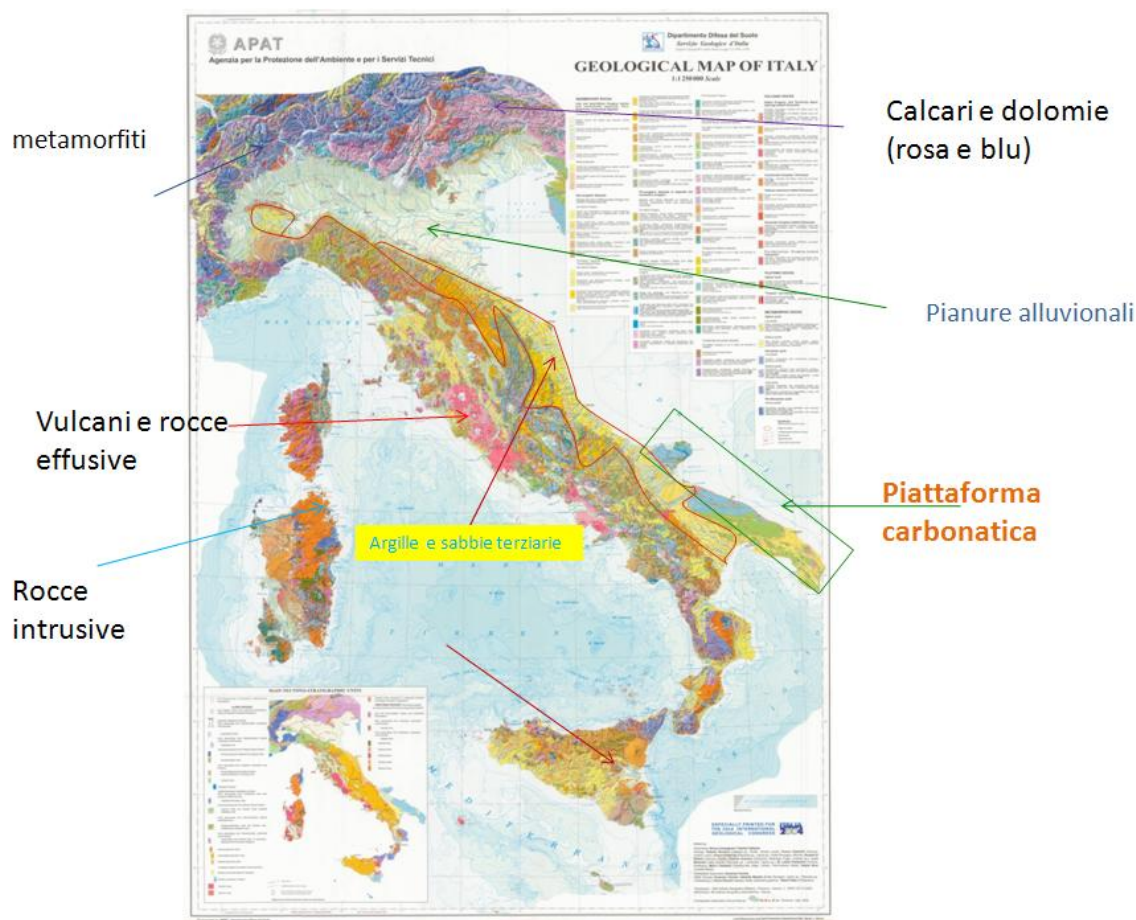
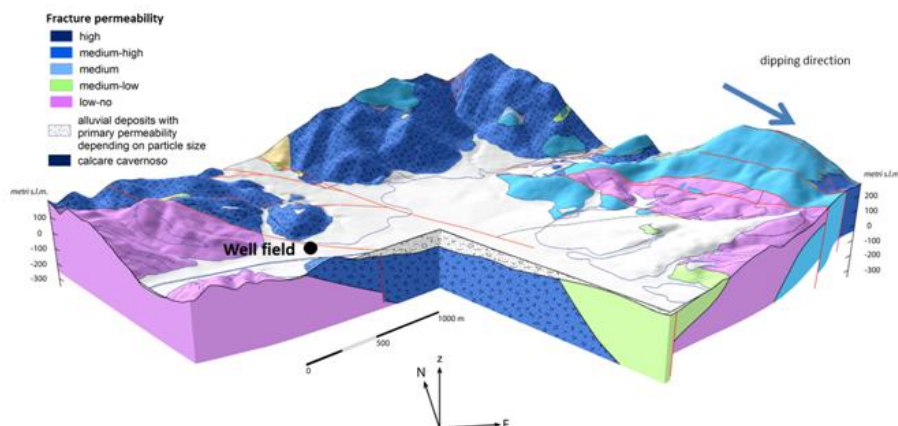


Figura 2 - Struttura di un foglio della carta geologica d'Italia (scala 1:100.000)



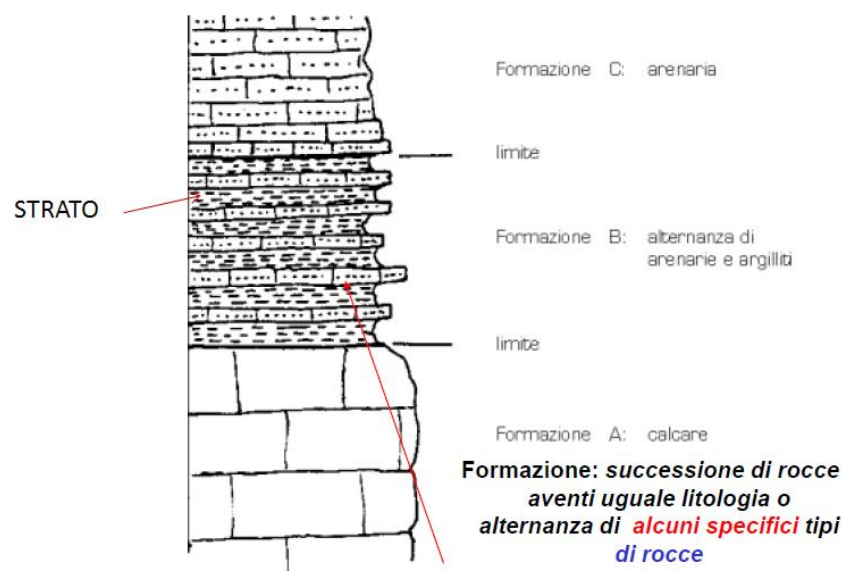


Dall'esame della carta si possono comprendere le forme che assumono in profondità le unità geologiche delle quali le rocce affioranti fanno parte.

Per le applicazioni ingegneristiche della geologia, dobbiamo non solo determinare l'andamento in profondità delle rocce, ma anche le loro **caratteristiche fisiche e i problemi che presentano**

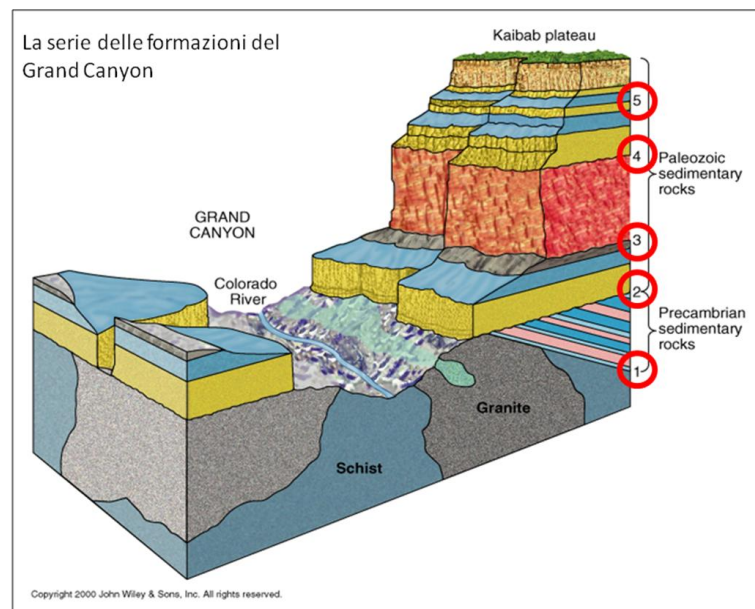
2.1. Unità litostratigrafiche

Non tutti gli affioramenti dello stesso tipo di roccia sono identici: talora ci sono differenze determinate da caratteri secondari (ad esempio colore, fittezza della stratificazione), anche se sostanzialmente le rocce sono le medesime, perché è normale che anche a breve distanza si manifestino piccole variazioni litologiche. Sarebbe necessario, se si volessero rappresentare tutte queste variazioni, compilare carte molto complesse, rendendo molto difficile la loro lettura. Si hanno anche altre difficoltà: per esempio, possiamo trovare rocce identiche, ma di età molto diverse, che non appartengono quindi allo stesso corpo geologico: la loro rappresentazione con lo stesso simbolo renderebbe difficile la ricostruzione del corpo geologico stesso. Tenendo quindi presente che il fine delle carte è quello di permettere di ricostruire la forma e l'andamento di ogni corpo geologico, dobbiamo tener conto non solo della possibilità di piccole variazioni litologiche al suo interno, ma anche del fatto che l'età di queste rocce, su brevi distanze, deve essere la medesima. Siamo quindi costretti, per motivi di sintesi e di chiarezza, a riunire le rocce affini e della stessa età in unità litologiche (dette formazioni), e rappresentare le rocce che appartengono a ciascuna di esse con un simbolo proprio.



I nomi e le definizioni delle formazioni si trovano in una legenda che descrive sinteticamente gli aspetti litologici salienti delle diverse unità e riporta uno schema dei rapporti stratigrafici, in cui si evidenzia l'ordine di sovrapposizione o la forma del contatto fra le diverse unità.

La successione temporale delle formazioni è indicata non solo dal nome del periodo nel quale si sono messe in posto tali unità, che accompagna sempre la loro descrizione sintetica, ma anche dall'ordine in cui sono descritte (dal basso verso l'alto dalla più antica).



I limiti stratigrafici sono limiti legati alla successione regolare di terreni. Separano affioramenti di formazioni appartenenti ad una successione stratigrafica di cui conosciamo le caratteristiche litologiche e le età corrispondenti. Il limite geologico varia a seconda di come sono disposti gli strati su di una data superficie topografica:

- strati orizzontali (I): il limite corre parallelamente alle curve di livello; la superficie di strato è, in ogni punto, alla medesima quota;
- strati a franapoggio:
 - (II) se l'inclinazione degli strati è inferiore all'inclinazione del pendio, il limite tende ad accentuare le curve di livello; gli strati immergono nello stesso verso del pendio;
 - (III) se l'inclinazione degli strati è maggiore dell'inclinazione del pendio, il limite procede in senso contrario alle isoipse,
- strati a reggipoggio (IV): il limite segue l'andamento delle isoipse addolcendone la curvatura. Gli strati immergono nel verso opposto a quello dell'inclinazione del versante ;
- strati verticali (V): il limite è rappresentato da una linea retta che segue la direzione degli strati, senza tenere conto delle curve di livello.

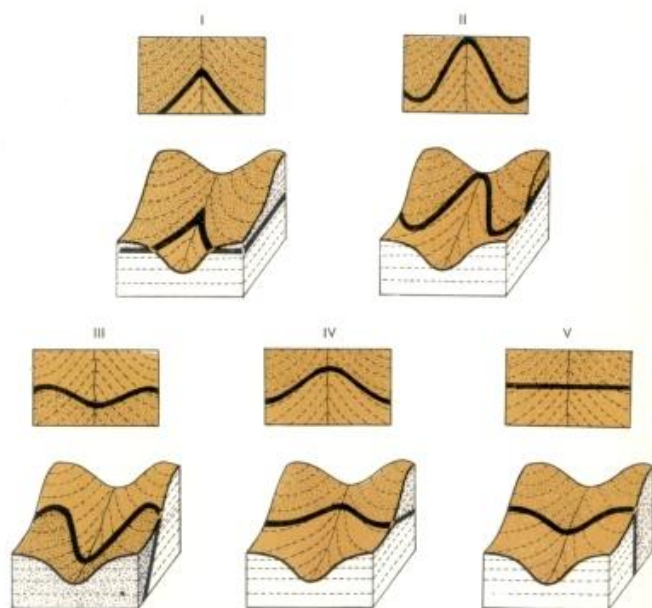


Figura - Affioramenti di strati variamente inclinati su superficie topografia irregolare

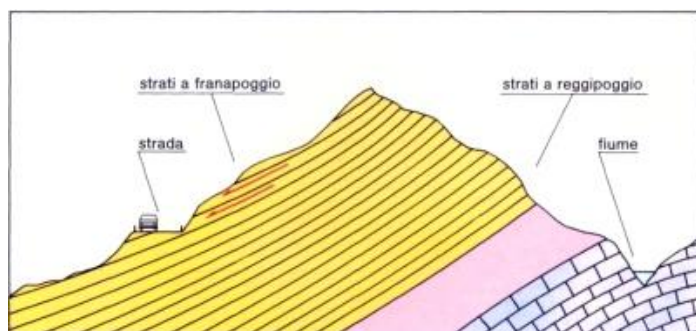


Figura - Rispetto al versante su cui affiorano, gli strati possono avere una disposizione a franapoggio o a reggipoggio.

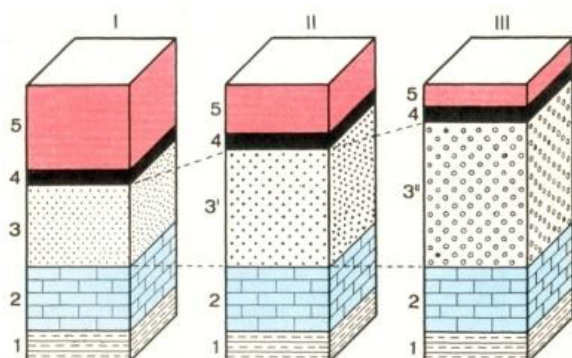


Figura - Limiti stratigrafici: i numeri più alti contraddistinguono i livelli più recenti. In presenza di successioni stratigrafiche regolare è possibile riconoscere la prosecuzione laterale degli strati (correlazione stratigrafica). Nel caso in figura, i livelli 3, 3' e 3'', pur avendo composizione diversa, si corrispondono poiché sono compresi tra i livelli 2 e 4.

Altre definizioni importanti che riguardano elementi geometrici delle formazioni sono riportate di seguito.

1. *Potenza* della formazione : è lo spessore misurato come l'altezza di un prisma retto, cioè la distanza geometrica condotta fra il piano che rappresenta la base e il tetto dell'unità.
- 2 *Base* : superficie inferiore, o superficie di contatto con la formazione inferiore
- 3 *Tetto* : superficie superiore della formazione.
- 4 *Limiti* : sono le rappresentazioni sulla carta geologica dei contatti dell'unità con le altre formazioni.

2.2. Età

Viene riportata nella figura allegata, la tabella con le età in milioni di anni dei periodi geologici.



INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy

v 2016/04



Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary	Holocene			present
				Upper		0.0117
			Pleistocene	Middle		0.126
				Calabrian		0.781
				Gelasian		1.80
		Pliocene	Zanclean	Piacenzian		2.58
				Messinian		3.600
		Neogene	Miocene	Tortonian		5.333
				Serravallian		7.246
				Langhian		11.63
				Burdigalian		13.82
				Aquitanian		15.97
				Chattian		20.44
						23.03
		Paleogene	Oligocene	Rupelian		28.1
				Priabonian		33.9
			Eocene	Bartonian		37.8
				Lutetian		41.2
				Ypresian		47.8
			Paleocene	Thanetian		56.0
				Selandian		59.2
				Danian		61.6
						66.0
						72.1 ± 0.2
	Mesozoic	Cretaceous	Upper	Maastrichtian		83.6 ± 0.2
				Campanian		86.3 ± 0.5
				Santonian		89.8 ± 0.3
				Coniacian		93.9
				Turonian		100.5
				Cenomanian		~ 113.0
				Albian		~ 125.0
			Lower	Aptian		~ 129.4
				Barremian		~ 132.9
				Hauterivian		~ 139.8
				Valanginian		~ 145.0
				Berriasian		~ 145.0

Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)
Phanerozoic	Mesozoic	Jurassic	Upper	Tithonian		~ 145.0
				Kimmeridgian		152.1 ± 0.9
			Middle	Oxfordian		157.3 ± 1.0
				Callovian		163.5 ± 1.0
				Bathonian		166.1 ± 1.2
		Lower	Pliensbachian	Bajocian		168.3 ± 1.3
				Aalenian		170.3 ± 1.4
		Triassic	Upper	Toarcian		174.1 ± 1.0
				Hettangian		182.7 ± 0.7
				Sinemurian		190.8 ± 1.0
			Middle	Rhaetian		199.3 ± 0.3
				Norian		201.3 ± 0.2
			Lower	Carnian		~ 208.5
				Ladinian		~ 227
				Anisian		~ 237
	Paleozoic	Permian	Upper	Olenekian		~ 242
				Induan		247.2
				Changhsingian		251.2
			Middle	Wuchiapingian		252.17 ± 0.06
				Guadalupian		254.14 ± 0.07
			Lower	Capitanian		259.8 ± 0.4
				Wordian		265.1 ± 0.4
		Carboniferous	Upper	Roadian		268.8 ± 0.5
				Kungurian		272.3 ± 0.5
				Artinskian		283.5 ± 0.6
		Mississippian	Middle	Sakmarian		290.1 ± 0.26
				Asselian		295.0 ± 0.18
			Lower	Gzhelian		298.9 ± 0.15
				Kasimovian		303.7 ± 0.1
	Paleozoic	Cambrian	Series 3	Moscovian		307.0 ± 0.1
				Bashkirian		315.2 ± 0.2
			Series 2	Serpukhovian		323.2 ± 0.4
				Visean		330.9 ± 0.2
			Terreneuvian	Tournaisian		346.7 ± 0.4
						358.9 ± 0.4

Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)
Phanerozoic	Mesozoic	Devonian	Upper	Famennian		358.9 ± 0.4
				Frasnian		372.2 ± 1.6
			Middle	Givetian		382.7 ± 1.6
				Eifelian		387.7 ± 0.8
				Lochkovian		393.3 ± 1.2
		Lower	Pragian	Emsian		407.6 ± 2.6
				Pragian		410.8 ± 2.8
	Paleozoic	Silurian	Upper	Pridoli		419.2 ± 3.2
				Ludfordian		423.0 ± 2.3
			Middle	Wenlock		425.6 ± 0.9
				Gorstian		427.4 ± 0.5
			Lower	Sheinwoodian		430.5 ± 0.7
				Telychian		433.4 ± 0.8
				Aeronian		438.5 ± 1.1
		Ordovician	Upper	Rhuddanian		440.8 ± 1.2
				Hirnantian		443.8 ± 1.5
			Middle	Katian		445.2 ± 1.4
				Sandbian		453.0 ± 0.7
			Lower	Darriwilian		458.4 ± 0.9
				Dapingian		467.3 ± 1.1
				Floian		470.0 ± 1.4
	Paleozoic	Cambrian	Series 10	Tremadocian		477.7 ± 1.4
				Stage 10		485.4 ± 1.9
			Series 9	Jiangshanian		~ 489.5
				Paibian		~ 494
			Series 8	Guzhangian		~ 497
				Drumian		~ 500.5
			Series 7	Stage 5		~ 504.5
				Stage 4		~ 509
				Stage 3		~ 514
	Paleozoic	Cambrian	Series 6	Stage 2		~ 521
				Stage 2		~ 529
			Series 5	Fortunian		~ 529
						541.0 ± 1.0

Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)
Precambrian	Proterozoic	Neo-proterozoic	Ediacaran		541.0 ± 1.0
			Cryogenian		~ 635
			Tonian		~ 720
		Meso-proterozoic	Stenian		1000
			Ectasian		1200
			Calymmian		1400
		Paleo-proterozoic	Statherian		1600
			Orosirian		1800
			Rhyacian		2050
			Siderian		2300
	Archean	Neo-archean			2500
					2800
					3200
		Meso-archean			3600
					4000
		Paleo-archean			~ 4600
					~ 4600

Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, long defined by Global Standard Stratigraphic Ages (GSSA). Charts and detailed information on ratified GSSPs are available at the website <http://www.stratigraphy.org>. The URL to this chart is found below.

Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Ediacaran; only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (~) is provided.

Numerical ages for all systems except Lower Pleistocene, Permian, Triassic, Cretaceous and Precambrian are taken from 'A Geologic Time Scale 2012' by Gradstein et al. (2012); those for the Lower Pleistocene, Permian, Triassic and Cretaceous were provided by the relevant ICS subcommissions.

Coloring follows the Commission for the Geological Map of the World (<http://www.cgmw.org>)

Chart drafted by K.M. Cohen, S.C. Finney, P.L. Gibbard (c) International Commission on Stratigraphy, April 2016

To cite: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2016-04.pdf>



2.3. Giacitura

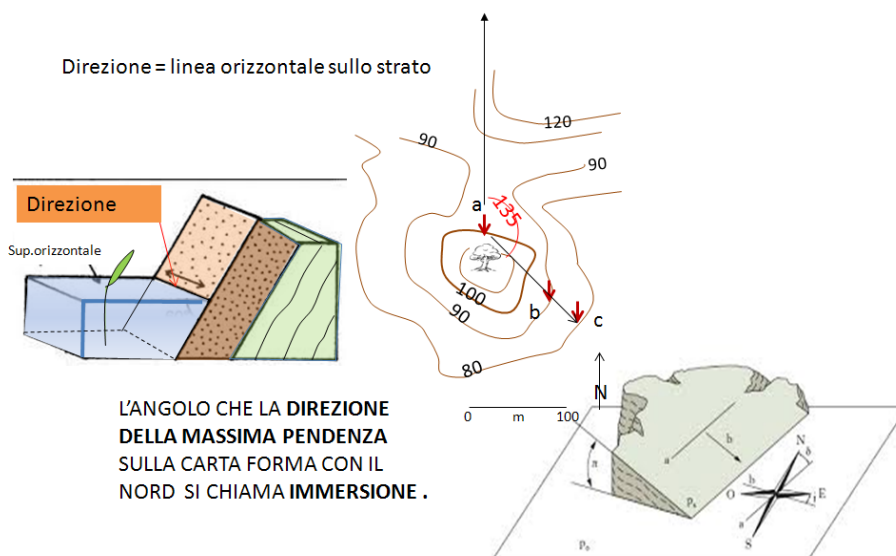
Si usa definire la disposizione di un corpo geologico nello spazio (cioè la sua giacitura), indicando l'andamento delle superfici di strato o di scistosità.

Questo viene ottenuto rappresentando una porzione delle superfici di queste discontinuità abbastanza piccola perché possa essere considerata piana, e indicando sulla carta con un segmento l'orientamento (*direzione*) delle orizzontali del piano (che per definizione sono tra loro tutte parallele), e con una freccia il senso in cui si verifica la massima inclinazione della superficie piana (*immersione*); l'asta della freccia è ortogonale alla direzione.

Con un numero, si riporta l'*inclinazione* in gradi lungo l'immersione.

La direzione può essere visualizzata, come nella figura riportata, immaginando che la porzione di strato piana sulla quale viene compiuta la rilevazione della giacitura, venga parzialmente ricoperta dall'acqua di un lago: la costa risulta una linea orizzontale, in quanto fa parte di una superficie orizzontale (quella del lago) e traccia un segmento di retta sulla superficie del piano; ci si rende facilmente conto del fatto che, riducendo o alzando la quota del lago, i segmenti di retta rimangono tra loro paralleli.

Pare importante sottolineare che è sufficiente disegnare la disposizione nello spazio di **una sola** di queste rette per rappresentare la direzione del piano.



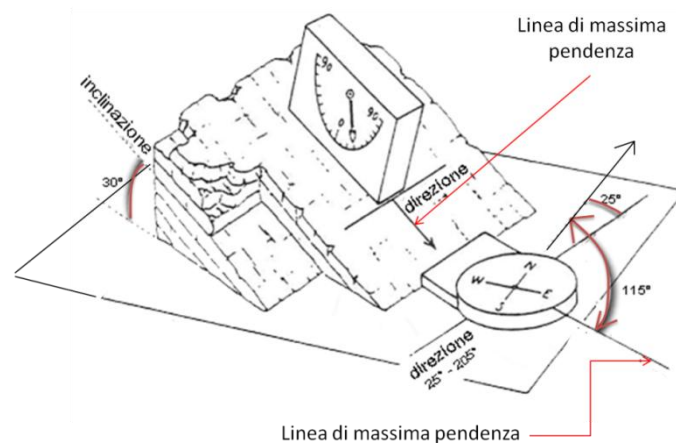
L'immersione, che aumenta da Nord in senso orario (ovviamente zero e 360° coincidono con il NORD, 90° con Est, 180° con Sud e 270° con Ovest) può essere visualizzata immaginando la traiettoria di una sferetta lasciata libera di muoversi sulla superficie dello strato; questa linea segue la massima pendenza, e si trova ad essere normale al segmento di retta che rappresenta la direzione.

In realtà, per rilevare la disposizione di queste due linee, si ricorre a uno strumento (*clinometro*), formato da un pendolo sospeso al centro di un goniometro. L'apparecchio è messo in modo da essere inserito nel piano mediano di una scatola a forma di prisma retto. Appoggiando uno spigolo della faccia inferiore di questa scatola sullo strato, e avendo cura di mantenere verticale il goniometro, il pendolo fornisce l'inclinazione della linea dello strato coincidente con lo spigolo.

Una bussola e una livella permettono di controllare la verticalità del piano del goniometro.

Per esempio, in questo caso abbiamo:

Direzione 25°-205° Immersione 115° Inclinazione 30°



Si possono quindi verificare le inclinazioni dello strato lungo tutte le linee possibili, arrivando per tentativi a determinare la linea che rappresenta la direzione (in questo caso inclinazione = 0°), e quella che rappresenta l'immersione (linea lungo la quale l'inclinazione è massima fra tutte quelle sperimentate e comunque ortogonale alla direzione).

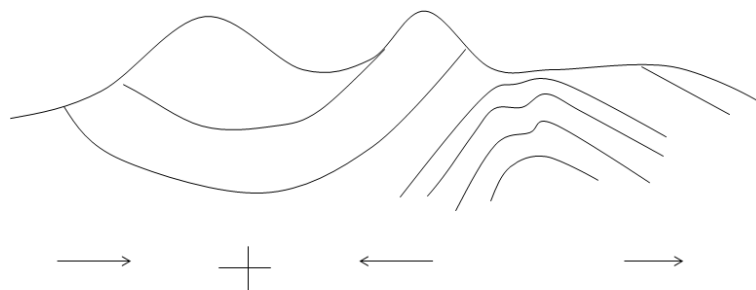
La giacitura viene segnalata sulla carta:

- + strati orizzontali (<10°)
- └ strati poco inclinati (10° - 45°)
- ┐ strati molto inclinati (45° - 70°)
- // strati subverticali (70° - 90°)
- ↯ strati rovesci

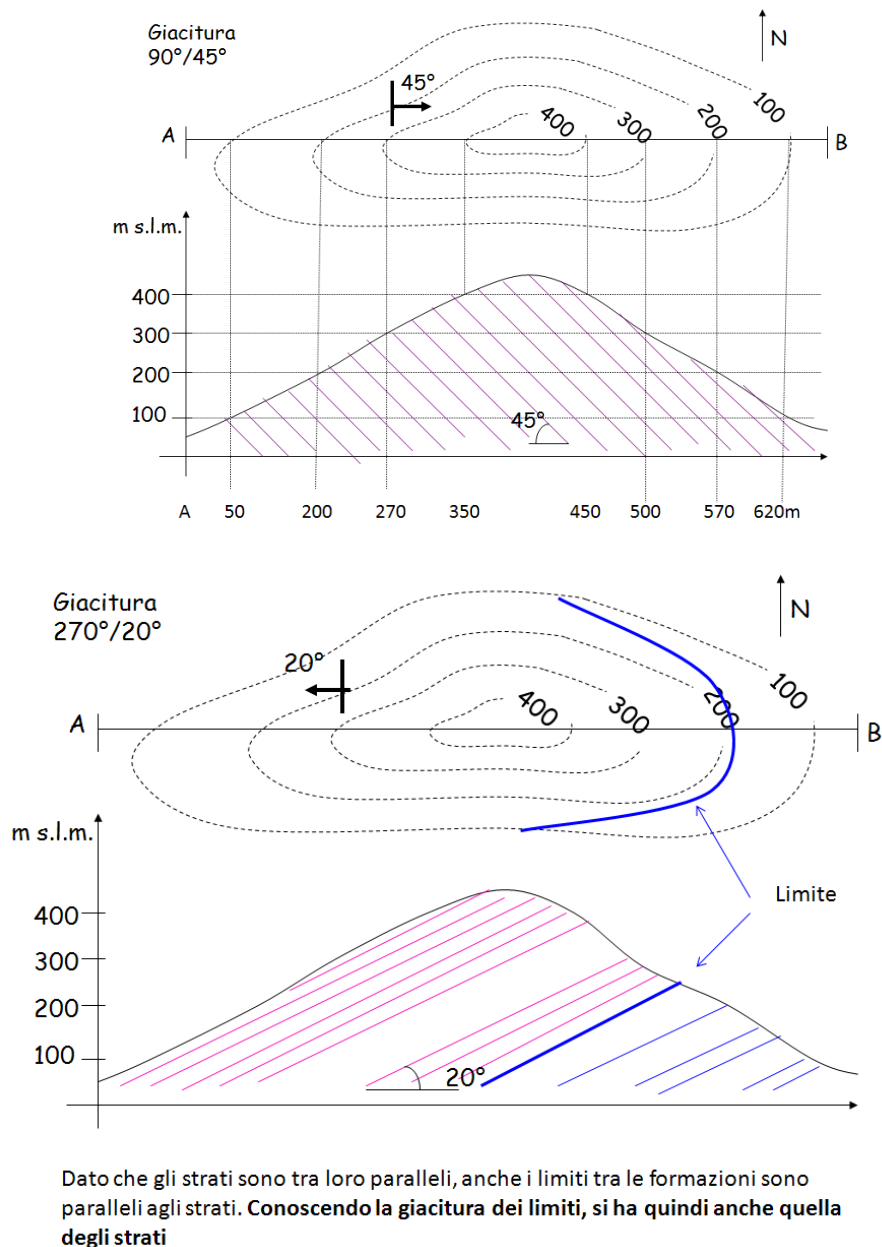
La giacitura viene data indicando sulla carta :IMMERSIONE°/inclinazione°

La direzione non viene indicata in quanto è sempre perpendicolare all'immersione.

130/30°



Utilizzo dei dati della giacitura



2.3.1 Determinazione dello spessore delle formazioni

In alcuni casi risulta possibile valutare da pozzi e da carte geologiche lo spessore (*potenza*) delle formazioni. Un caso semplice è quello in cui si possiede una carta geologica in cui sono rappresentati i limiti superiore e inferiore della formazione, e si hanno i dati di due perforazioni che l'attraversano interamente., allineate lungo l'immersione dell'unità litostratigrafica.

Si osserva come da semplici relazioni sia possibile calcolare, a partire da ap (spessore apparente misurato sulla verticale nei pozzi) lo spessore s reale, utilizzando la sezione geologica.

Dalla sezione, ottenuta congiungendo i limiti superiore e inferiore in affioramento rispettivamente con il tetto e la base dell'unità incontrata nei sondaggi, si ricava l'inclinazione α dal dislivello Δz coperto dal tetto della formazione sulla distanza ΔS :

$$\alpha = \arctan(\Delta z / \Delta S)$$

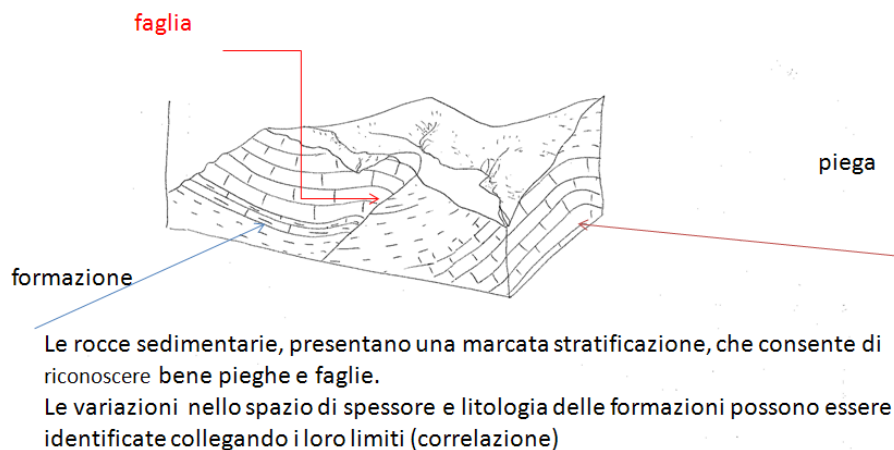
Lo spessore s si ricava poi dalla relazione : $ap \cos \alpha = s$

Queste relazioni valgono solo nel caso in cui la sezione sia condotta nel piano dell'immersione; casi più complessi verranno successivamente considerati nelle lezioni riguardanti la stratimetria.

2.3.2 Pieghe e faglie

Originariamente le rocce sedimentarie sono disposte su piani orizzontali o molto prossimi a tale condizione; dopo la litificazione, le spinte che portano al sollevamento delle zolle della crosta provvedono a conferire loro una inclinazione.

Se le spinte continuano, dapprima una parte della serie sedimentaria, poi l'intera serie subiscono un piegamento, proseguendo il quale si rompono lungo una superficie che porta al movimento reciproco dei due tronconi (superficie di faglia). Il volume di terreno piegato assume la forma di un semiellissoide irregolare, che va considerato non solo nel piano verticale, come cioè appare nelle sezioni, ma anche in proiezione orizzontale, come compare sulla carta geologica.



Anche per le pieghe è utilizzata una nomenclatura che è bene conoscere:

Nucleo : è la parte interna della piega

Ali o Lembi : costituiscono le parti esterne della piega, con immersione in senso opposto

Sinclinale : pieghe in cui gli strati scendono verso il nucleo, convergendo verso di esso; il nucleo è costituito dalle formazioni più recenti.

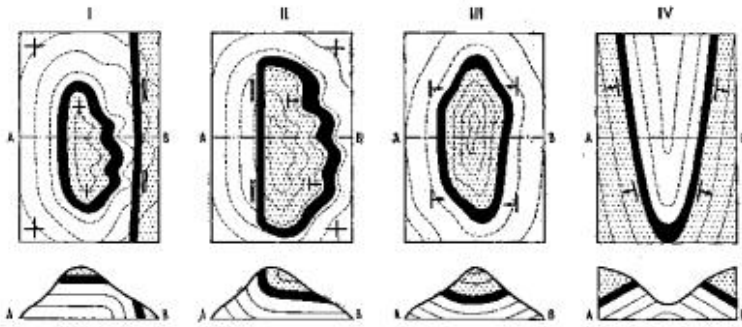
Anticlinale : gli strati di queste pieghe hanno immersione divergente dal nucleo, formato dalle unità più antiche.

Asse : la superficie che attraversa il nucleo passando per i punti in cui l'immersione si inverte

Si distinguono anche pieghe *simmetriche* (l'asse è anche asse di simmetria) ; pieghe asimmetriche, pieghe *coricate* (piano assiale poco inclinato sull'orizzontale).

E' importante osservare come le pieghe possano cambiare da un punto all'altro di forma; anche se si estendono lateralmente fino a scomparire, possono estendersi su molti km².

Strutture minori (pieghe secondarie e discontinuità dovute a fratturazione nel corso del piegamento) possono avere un certo interesse nello studio geostrutturale dell'ammasso roccioso;



2.3.3 Zone di frattura, brecce di faglia

Le faglie costituiscono una zona di debolezza notevole, perché lo spostamento reciproco delle zolle determina la loro parziale fratturazione lungo una fascia che si distribuisce più o meno simmetricamente intorno alla superficie di faglia.

Questa fascia generalmente ha un'estensione proporzionale alle dimensioni della faglia: se questa ha dimensioni di alcuni km, lo spessore della *zona di frattura* risulta molto rilevante (varie decine di metri). La zona di frattura è definibile come il volume di roccia che si distingue da quelle circostanti per la fittezza delle fratture e per la predominanza delle fratture della roccia rispetto a ogni altro tipo di discontinuità.

Fra le due zolle che hanno subito lo spostamento reciproco, possiamo trovare roccia spezzettata, successivamente cementata dalle soluzioni circolanti lungo la superficie di faglia (*brecchia di faglia* o *di frizione*) che ha l'aspetto di un conglomerato formato da frammenti spigolosi.

2.3.4 Miloniti (gouge, cataclasite, milonite, gneiss milonitico)

Frequentemente si formano, all'interno della faglia, rocce metamorfiche, dette *miloniti*, caratterizzate quasi tutte da una scarsa resistenza meccanica.

Si tratta di roccia polverizzata dallo spostamento delle zolle, ma ricompattata o addirittura ricementata in modo da assumere nel peggiore dei casi l'aspetto di argilliti, e nel migliore quello di gneiss, a seconda della temperatura e della pressione alle quali la roccia è sottoposta nel corso della sua formazione.

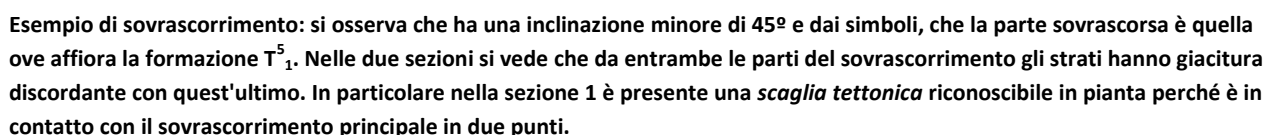
Quando la milonite è poco più di una polvere ricompattata, formatasi a bassa pressione e temperatura, si presenta in scaglie minute spesso lucide e sfatte (*"gouge"*). Quando si forma a pressione e temperatura leggermente più elevate, la milonite assume la forma di una roccia in grosse scaglie sigmoidali dalla superficie lucente per lo scorrimento reciproco di questi frammenti (*cataclasite*) sempre molto debole e permeabile (la resistenza è simile a quella di una marna).

Le fasi successive (pressione e temperatura medie) danno luogo alle *miloniti* in senso stretto, rocce compatte ma ancora molto deboli tendenti a facile rottura, e agli *gneiss milonitici*, più resistenti, che sono stati messi in posto in condizioni di pressioni e temperatura molto elevate (7 kilobar e oltre 500°), rocce generalmente impermeabili talora ricche di quarzo.

Il dettaglio usato per questa descrizione è dovuto alle difficoltà che queste rocce presentano in caso di attraversamento in galleria o di affioramento lungo pendii ripidi, nonché al ruolo spesso decisivo che rivestono, a seconda della loro permeabilità, nel determinare il flusso idrico sotterraneo negli ammassi rocciosi.

2.3.5 Sovrascorrimenti e scaglie tettoniche

Non si può trascurare di segnalare che queste rocce costituiscono un grave pericolo se non opportunamente previste nel corso dell'attuazione dei progetti, perché la loro fratturazione le rende facilmente sede preferenziale di riserve idriche e le caratterizza per le loro scarse proprietà meccaniche.



www.engeology.eu

2.3.6 Discontinuità stratigrafiche

La successione delle formazioni sedimentarie (serie) può presentare molte anomalie rispetto alle condizioni normali descritte in precedenza. Oltre al contatto di erosione fra depositi continentali e roccia del substrato già descritto, possiamo incontrare queste discontinuità principali :

- a) trasgressioni
- b) eteropie
- a) Sono fenomeni determinati dall'avanzamento del mare sul continente, per l'abbassamento della litosfera, o per il sollevamento del livello marino.

Dal momento che la superficie delle aree continentali presenta avvallamenti e asperità, il contatto fra i nuovi depositi marini (detti *trasgressivi*) e le rocce piegate e fratturate che formano il continente, risulta essere una superficie irregolare.

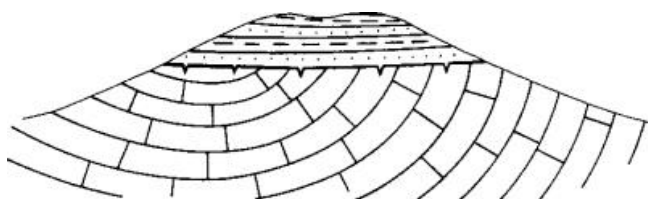
A questa superficie viene dato il nome di contatto di trasgressione, o semplicemente *trasgressione*, il cui andamento è imprevedibile senza adeguate prospezioni geognostiche come quello di tutti i contatti di erosione.

La trasgressione rappresenta in effetti un contatto erosivo che pone a contatto il substrato con sedimenti marini anziché con detriti continentali come quelli esaminati in precedenza.

Il limite di trasgressione compare sulle carte come una linea lobata e frastagliata, che tocca di solito diverse formazioni, separando formazioni marine (quelle più recenti, trasgressive) da formazioni di origine anche diversa, più antica.

La superficie di trasgressione nelle sezioni viene indicata con tratteggi e dentelli, con una giacitura *mediamente* subparallela a quella dei depositi trasgressivi.

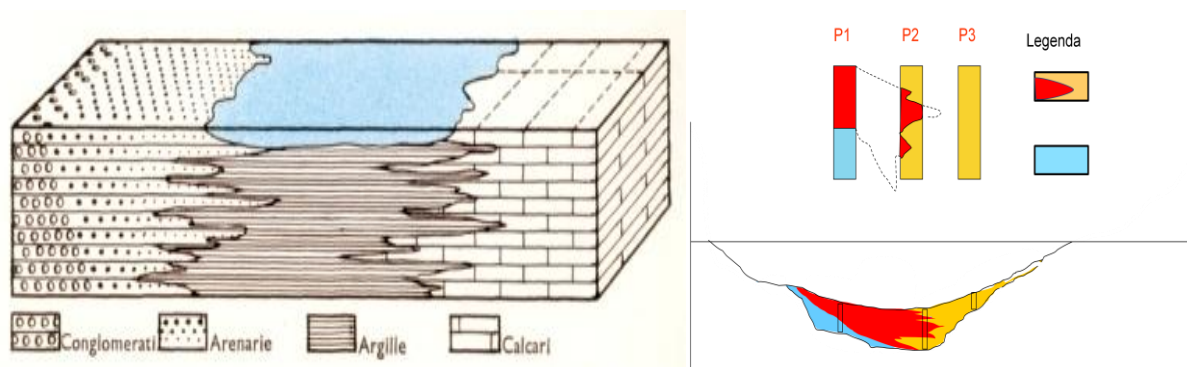
Localmente, la trasgressione può presentare in sezione un andamento differente.



Esempio di limite per trasgressione.

- b) l'eteropia rappresenta un passaggio laterale di composizione litologica, che avviene quando sedimenti di origine diversa (ad esempio calcari biocostruiti e depositi tufacei) vengono a formarsi in bacini adiacenti. Talora avviene che in uno stesso punto si alternino sedimenti provenienti dall'uno e dall'altro ambiente di deposizione, cosa che dà luogo in sezione a una caratteristica interdigitazione.

Dalla legenda della carta geologica è facile prevedere l'esistenza di una eteropia: l'età delle formazioni eteropiche è infatti almeno in parte la stessa. Sulla carta geologica si osserva il passaggio laterale per il più o meno rapido esaurirsi dello spessore di una delle due formazioni che viene lateralmente sostituita dall'altra, o per l'interdigitazione fra le due unità.



Esempi di limite per eteropia.

2.4. Regola dei limiti

Sulle carte geologiche la giacitura non è riportata con continuità. La si può ricostruire in base alla regola dei limiti, la quale asserisce che una linea sulla carta geologica raffigura l'intersezione di un piano (faglie, sovrascorrimenti, limiti tra le formazioni ecc.) con la superficie topografica.

1° caso:

piano orizzontale ⇔ il limite è perfettamente parallelo alle curve di livello (isoipse).

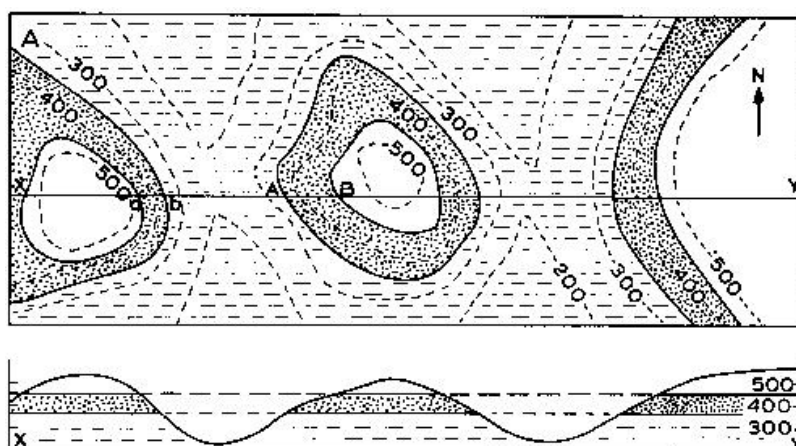
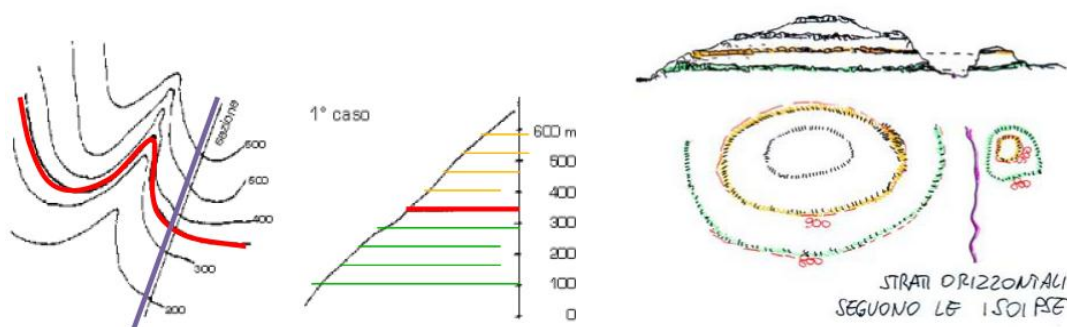


Figura – Tre esempio di strati orizzontali, sono caratterizzati da limiti paralleli alle isoipse.

2° caso

piano verticale ⇔ limite è costituito da una linea retta che taglia le curve di livello con angoli molto variabili

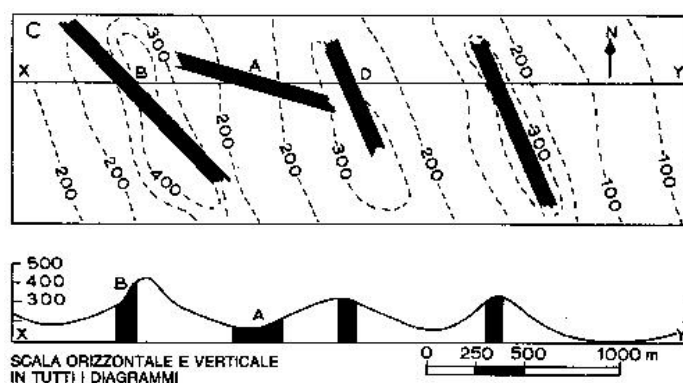
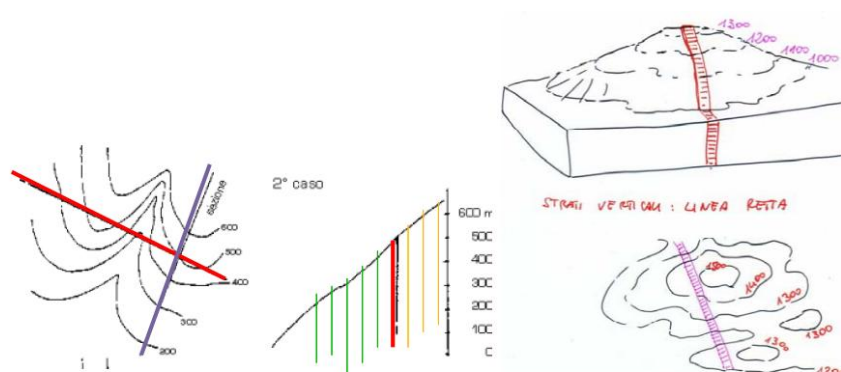
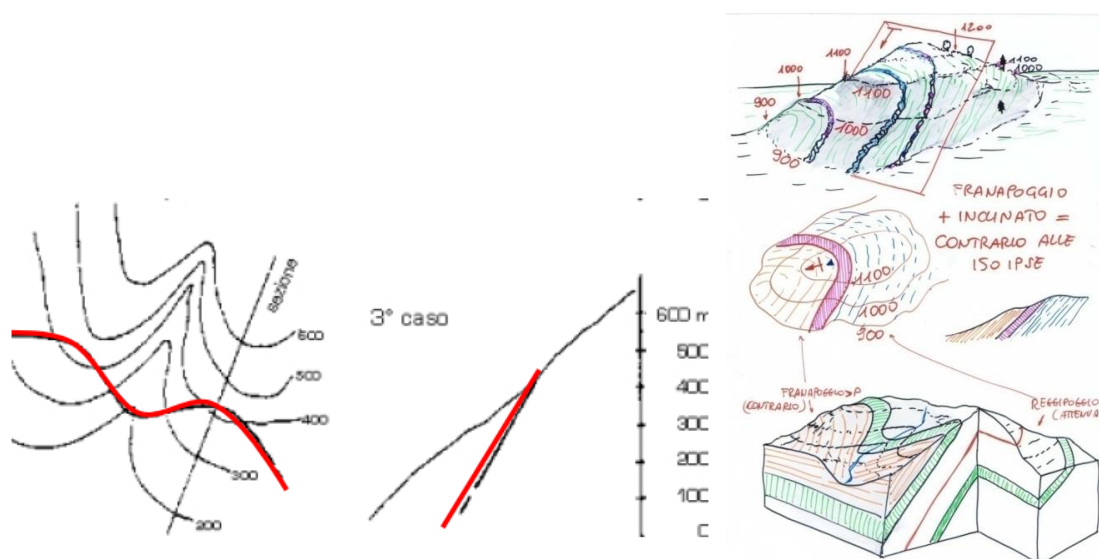


Figura - Piani verticali sono rappresentati da limiti che tagliano completamente le isoipse.

3° caso:

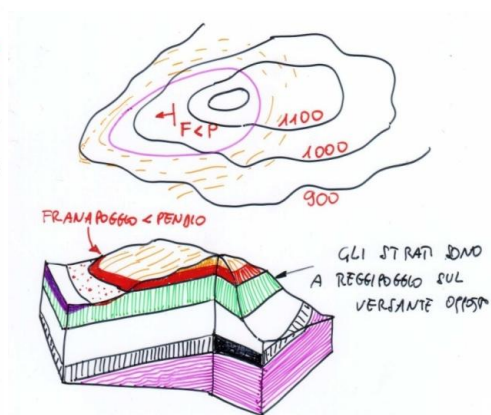
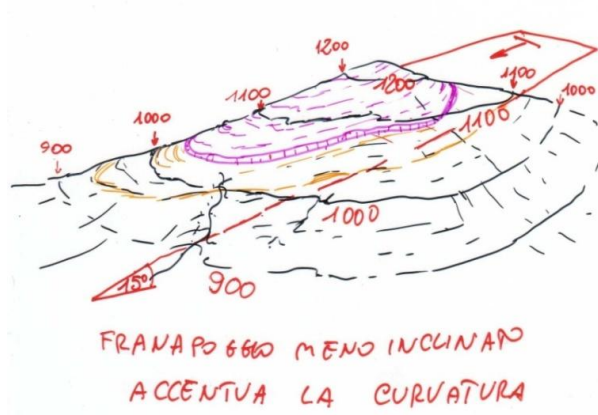
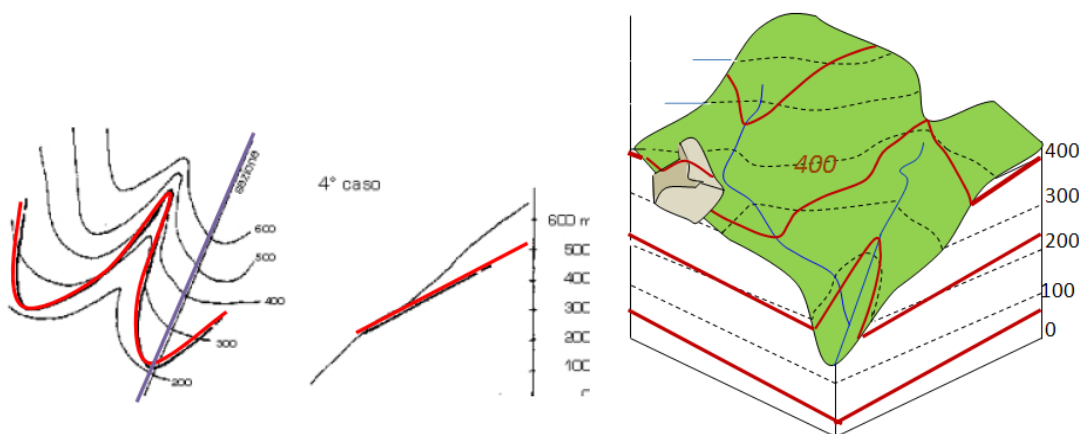
piano a **frana poggio** (cioè con la stessa immersione del pendio) **con inclinazione maggiore del pendio** ⇔ il limite forma una linea curva che ha un andamento opposto alle linee di livello.





4° caso:

piano a franapoggio con inclinazione minore del pendio ⇔ il limite forma una linea curva con andamento analogo a quello delle curve di livello ma con raggio di curvatura minore (accentua le curve di livello).



5° caso:

piano a reggipoggio (cioè con immersione opposta a quella del pendio) ⇔ il limite forma una linea curva che ha andamento analogo a quello delle curve di livello ma con raggio di curvatura maggiore (attenua le curve di livello).

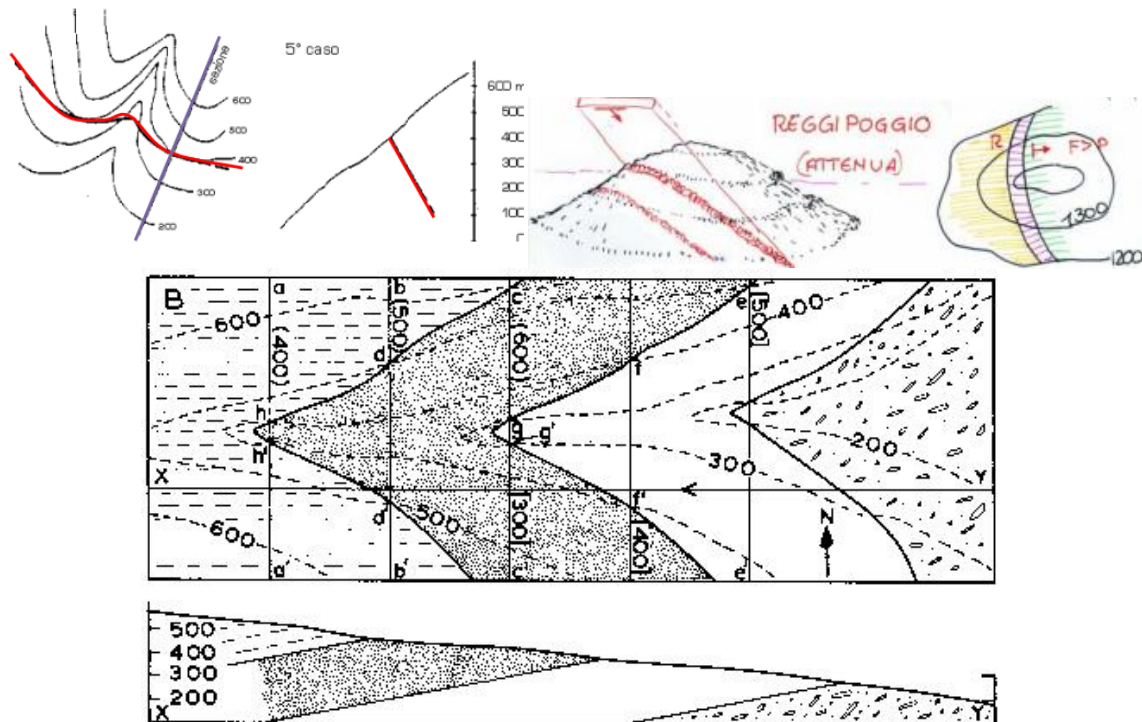


Figura - Strato a reggipoggio sono caratterizzato da limiti che attenuano le curve di livello.

La regola dei limiti non vale per:

- contatti di erosione (non c'è continuità di sedimentazione);
- contatti per trasgressione o eteropia (non c'è continuità di sedimentazione);
- contatti tra rocce sedimentarie e rocce intrusive (per i filoni strato al contrario è valida la regola dei limiti, perché anche se si sono intrusi posteriormente seguono una superficie di strato).

Capitolo 3

LA COSTRUZIONE DEL MODELLO FISICO DEL SOTTOSUOLO

3.1 Principi generali della costruzione delle sezioni geologiche: la correlazione

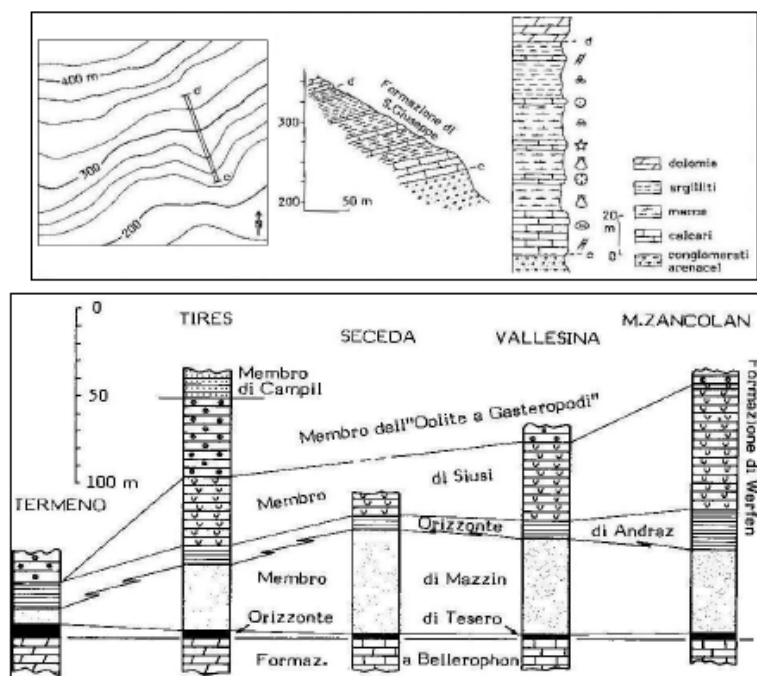
Per visualizzare l'andamento nel sottosuolo delle diverse formazioni, delle zone di debolezza o di particolare interesse, si procede correlando (cioè collegando con linee continue) i punti in cui è stato identificato il limite superiore del corpo geologico di cui si vuole ricostruire l'andamento e ripetendo la procedura per il limite inferiore.

La successione delle fasi che si consiglia di seguire è la seguente:

- a) ricostruire a tratteggio (indicando così che non è possibile determinarlo con certezza) il *limite di erosione* fra depositi superficiali e roccia;
- b) scegliere la formazione che presenta sulla maggiore estensione lungo la sezione e con maggiore continuità, sia il limite superiore sia quello inferiore, e procedere alla correlazione di questi limiti mantenendo inalterato lo spessore dell'unità;
- c) tracciare parallelamente a quelli della prima formazione tutti gli altri limiti.

Correlazione UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

Supergruppo → Gruppo → Formazione → Membro → Strato → Lamina



FORMAZIONE GEOLOGICA

Corpo roccioso avente uniformità litologica distinto dalle unità tra le quali è compreso

Viene definita da:

- Litologia
- Eventuale contenuto in fossili
- Spessore
- Rapporti con le altre formazioni
- Eventuali variazioni interne

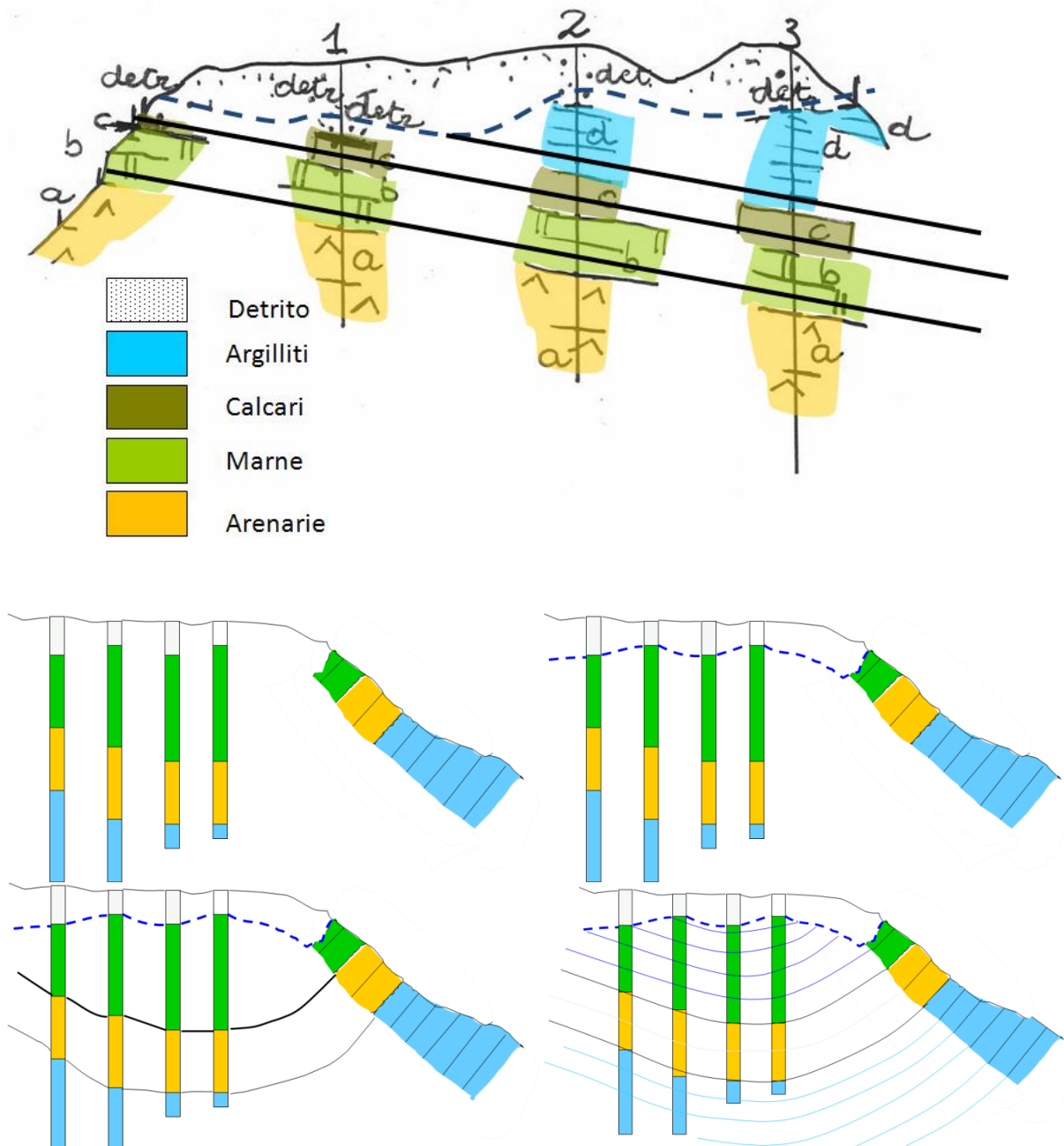
Elementi e relazioni importanti:

- Orizzonti
- Strati guida
- (Eteropia e variazioni di facies)

Questo metodo permette di operare in casi di strutture particolarmente semplici in rocce sedimentarie stratificate, in assenza di problemi creati dalle discontinuità tettoniche (faglie e sovrascorrimenti) e stratigrafiche (*trasgressioni*, *eteropie*).

Le correlazioni costituiscono lo strumento-base per costruire le sezioni geologiche; queste sezioni, dalla cui buona esecuzione dipende la comprensione dei problemi geologici dei siti in esame, sono necessarie nozioni di geomorfologia e stratimetria, che richiedono lezioni dedicate a questo specifico argomento e seguiranno quindi necessariamente le lezioni che riguardano le operazioni di rilevamento.

Sezioni geologiche mediante correlazione



3.2 Impostazione del rilevamento geologico - tecnico

Già nel corso del rilevamento è opportuno tracciare sezioni geologiche di massima, che consentono di fissare le idee sul modello fisico del sottosuolo che si sta gradualmente ricostruendo. Sul procedimento con il quale attuare il rilevamento, è però bene premettere alcune

indicazioni, che consentono di definirne meglio le caratteristiche e le finalità. Infatti, le operazioni devono essere condotte in risposta a scopi ben definiti; anche i tempi, i modi e soprattutto il dettaglio del rilevamento dipendono dal tipo di indagine in atto.

3.2.1 Obiettivi e operatori

Il rilevamento geologico, che viene eseguito solitamente da geologi, ma viene impostato e seguito dai progettisti, che ne prendono diretta visione controllandone in loco i risultati o partecipandovi direttamente, di solito includono:

1. idoneità del sito al progetto in esame
2. caratteri tecnici di suoli e rocce
3. potenziali difficoltà per l'esecuzione del progetto

3.2.2 Piano di lavoro

Lo studio deve essere diretto ad accertare tre differenti aspetti :

1. condizioni del suolo e della copertura, che generalmente comporta il prelievo di campioni e analisi geotecniche di laboratorio
2. identificazione della superficie del substrato roccioso, la cui profondità è di particolare importanza
3. caratteri tecnici del substrato roccioso

3.2.3 Costi del rilevamento

I costi variano molto, ma si possono esprimere in percentuale rispetto al costo totale del progetto. Ad esempio per fondazioni avremo:

Progetto	%del costo totale	% del costo delle fondazioni
Edifici	0,05 – 0,2	0,5-2
Strade	0,2 – 1,5	1 – 5
Dighe	1 – 3	1 -5

IL PRINCIPIO FONDAMENTALE del rilevamento geologico è che le prove e gli studi devono essere continuati fino ad assicurare una conoscenza dei terreni sufficiente a garantire il successo e la sicurezza dell'opera progettata.

Si deve tenere presente che il rilevamento potrebbe anche costare il doppio del previsto, cosa che non porterebbe in generale ad un costo superiore all'1% di quello dell'intero progetto; tuttavia una erronea valutazione delle caratteristiche del sottosuolo facilmente determina costi superiori al 10% dell'intero progetto.

Una recente statistica dimostra che, a seguito di rilevamenti non ben eseguiti:

1. un terzo degli edifici progettati ha subito gravi danni
2. la maggior parte dei pali viene lesionata
3. la maggior parte dei progetti di vie di comunicazione comporta spese superiori a quelle prefissate.

3.2.4 Sequenza delle fasi

Fase iniziale:

- a) studi a tavolino sui dati disponibili
- b) sopralluoghi
- c) stesura di un rapporto preliminare e di un programma di lavoro sul terreno

Fase esecutiva:

- a) rilevamento geologico e geostrutturale, fotogeologia, geomorfologia
- b) geofisica (se è il caso)
- c) pozzetti, trincee e sondaggi
- d) prove di laboratorio
- e) rapporto finale

Fase di revisione

- Controlli e monitoraggi durante gli scavi e la costruzione

3.2.5 Difficoltà determinate dalla struttura geologica

Si possono così riassumere le principali difficoltà geologiche per l'esecuzione dei progetti:

1. materiali di copertura poco resistenti
2. substrato roccioso debole o fratturato o alterato
3. cavità naturali o artificiali nella roccia del substrato
4. esistenza di superfici di rottura attive o potenziali all'interno del versante
5. flusso d'acqua di falda o di gas naturale
6. ritrovamento inatteso di fondamenta antiche

3.3 Preparazione e Rilevamento sul terreno

Le osservazioni da compiersi nel corso della preparazione ai lavori di terreno, sono:

- Esame della letteratura geologica riguardante l'area in studio. I testi sono disponibili presso i Dipartimenti di Scienze della Terra, biblioteche pubbliche ecc. Consultazione della cartografia geologica a scala 1/100.000 e delle sezioni allegate. Si possono acquistare anche le note illustrative dei foglie geologici (Libreria Poligrafica dello Stato, galleria V.Emanuele, Milano), che conengono in sintesi tutte le informazioni utili. E' importante in questa fase la fotogeologia¹
- Ricostruzione della serie e sintesi delle caratteristiche litologiche delle formazioni descritte in letteratura, al punto di poter essere certi di riconoscere in sito i litotipi (le rocce e le terre) che vi sono descritti e gli elementi fondamentali della struttura tettonica (faglie, pieghe ecc.).

Il lavoro sul terreno vero e proprio comprende :

1. esame degli affioramenti e costruzione di sezioni geognostiche di terreno
2. osservazioni sull'uso del suolo (antiche miniere, cave ecc.)
3. aspetti geomorfologici (tipologia dei depositi, distinzione fra morene, alluvioni ecc.)
4. frane, fenomeni erosivi e dissesti in atto, sorgenti

¹ questa tecnica rappresenta un indubbio supporto al rilevamento geologico; si deve tener presente che: (a) le foto in bianco e nero sono molto utili e poco costose, (b) le foto a colori sono raramente utili, e solo per distinguere formazioni a colori diversi o simili, (c)- le foto all'infrarosso sono ottime per rilevare le emergenze idriche e gli impaludamenti (in nero).

Osservazione degli affioramenti sul terreno Si è avuto già modo di elencare le principali strutture e deformazioni che è necessario rilevare. Esaminiamo ora in modo più dettagliato come si presenta un affioramento roccioso e come va studiato.

Un affioramento si presenta costituito di due parti: quella di roccia alterata e suolo (eluvio), e quello della roccia sana.

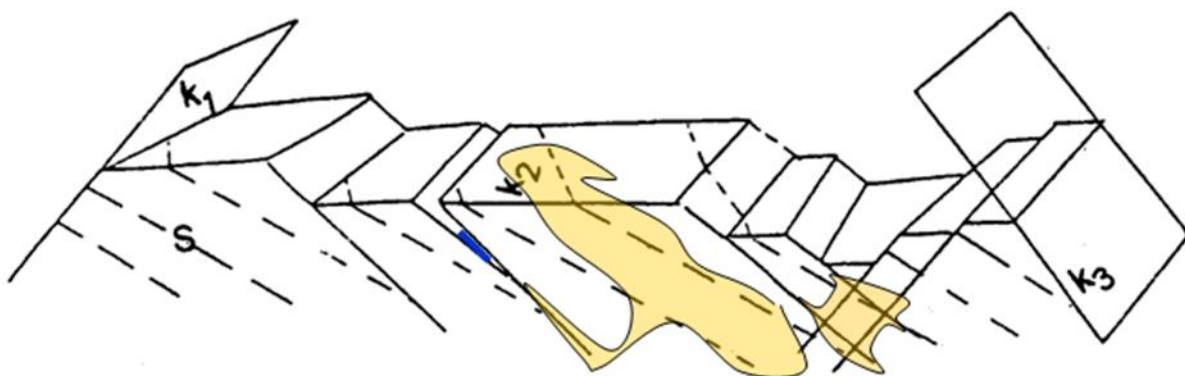
Questa ultima parte presenta, se si tratta di rocce sedimentarie e metamorfiche, stratificazione e scistosità rispettivamente. Si possono osservare inoltre fratture, faglie, miloniti, zone di fratturazione, di cui vanno prese le giaciture (direzione, inclinazione e immersione). Si usa indicare sulla carta geologica: i limiti dell'affioramento, la formazione alla quale appartiene la roccia, la giacitura della stratificazione o della scistosità, indicando con un numero i gradi di inclinazione e con una freccia l'immersione, la traccia delle faglie più importanti, gli affioramenti di miloniti e le fasce di detrito accumulate al piede dell'affioramento, se risultano di estensione tale da essere cartografabili.

Tutte le osservazioni sugli altri punti che non sono riportabili sulla carta vengono annotate ed eventualmente riportate nella relazione geologica.

Costruzione di sezioni geognostiche di terreno : sulla base delle osservazioni compiute sugli affioramenti, vengono sul posto tracciate sezioni geognostiche, disegnate generalmente dal rilevatore per comprendere e fissare in modo schematico l'idea che si sta formando del modello fisico del sottosuolo. Nei disegni riportati, si mostra un esempio di queste schematiche ricostruzioni.

Il rilevatore riporta in una relazione gli aspetti salienti della sua elaborazione, descrivendo con attenzione sia l'aspetto della roccia, sia i principali spunti sui quali ha operato per il tracciamento dei limiti. Di particolare importanza sono le osservazioni sulle modalità di campionamento dei terreni che sono stati successivamente oggetto delle prove di laboratorio da cui si sono ricavati i parametri meccanici e idrogeologici necessari per assolvere il compito a cui il rilevamento è diretto.

Nel disegno che è stato allegato, si osservano tre sistemi di discontinuità (k_1 , k_2 e k_3) ai quali si accompagna la stratificazione e delle faglie.

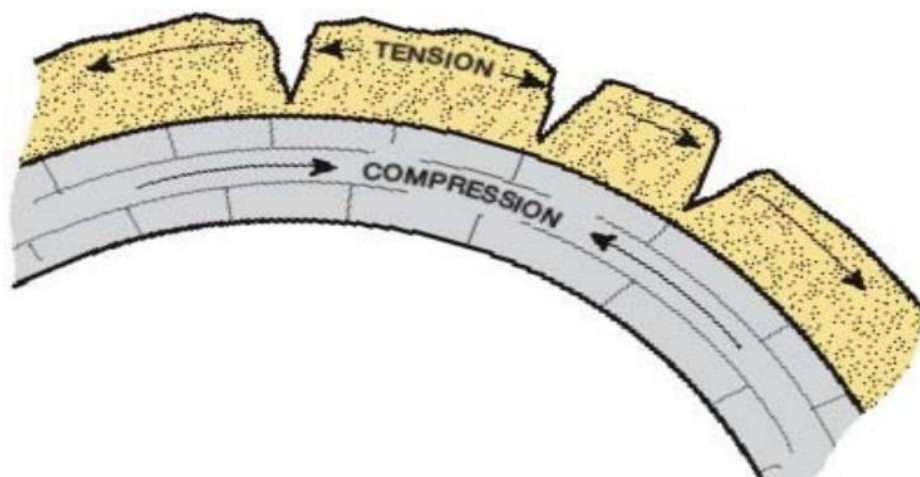


La stratificazione (s) è distinguibile perché gli strati sono tra loro distintamente paralleli.

Le fratture si raggruppano in due sistemi; ciascuno risulta costituito da discontinuità che hanno all'incirca la stessa giacitura, ma non uno spiccato parallelismo, variando l'inclinazione e l'immersione di dieci-quindici gradi nell'ambito del medesimo sistema).

Nella figura riportata in basso, che rappresenta una piega anticlinale, si osserva la genesi delle fratture, dovute allo sforzo che si è esercitato in direzione ortogonale al piano assiale. Alcune di queste sono denominate di taglio, e conseguono allo sforzo esercitato, orientandosi su piani paralleli ad esso; altre (ortogonali al movimento) risultano dalla tensione che deriva sulla superficie superiore della piega dall'estensione di quest'area; al contrario, nel nucleo della piega osserviamo prevalere gli sforzi di compressione.

Le deformazioni dovute al piegamento si manifestano nell'apertura di fratture di tensione nei livelli posti alla periferia della piega, e di fratture di compressione al nucleo. Le fratture generalmente si dispongono in modo da convergere verso il nucleo, o da essere subparallele all'asse della piega. Gli strati scorrono gli uni sugli altri, determinando pieghe secondarie nei livelli più plastici. Lo scollamento dei livelli più esterni fa sì che gli strati non si conservino paralleli, e che si vengano invece a formare larghi vuoti fra uno strato e l'altro, che sono all'origine di debolezza per la roccia che ha subito questo processo.



Se la roccia non si piega, le fratture di taglio assumono una forma a X, in cui il piano bisettore dell'angolo diedro acuto è quello lungo cui agisce la compressione.

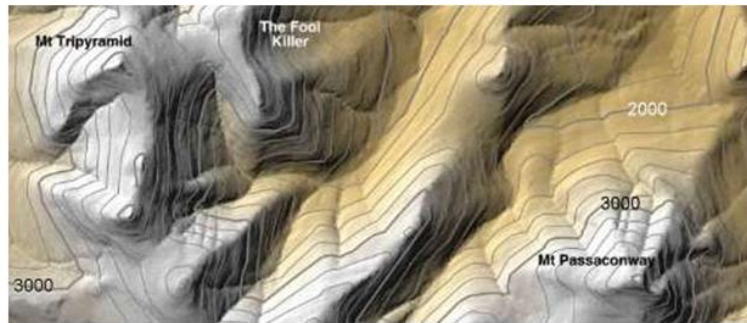
La faglia si distingue per il fatto di interrompere l'andamento degli strati, che hanno anche giacitura diversa dalle due parti della faglia.

Campionamento I campioni vengono prelevati in modo da poter essere successivamente sottoposti a prove o ad analisi; è quindi bene che il prelievo ne conservi intatte le caratteristiche, come indicato nel testo "Rilevamento geologico-tecnico". In questa sede, si sottolinea che deve essere indicato il punto dell'affioramento in cui sono presi i campioni, in modo da evidenziare quale parte della roccia (eluvio o in prossimità dell'eluvio, zona di faglia o di frattura, roccia intatta e non fratturata ecc.) è stata campionata.

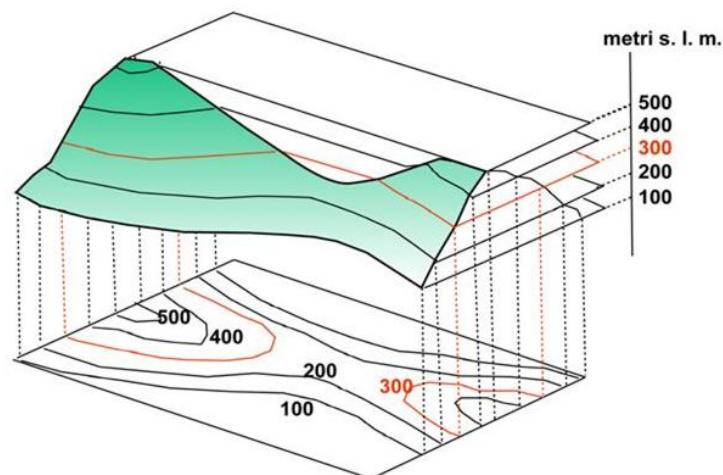
E' opportuno accompagnare con disegni o fotografie la descrizione dell'affioramento interessato.

Forme del rilievo (geomorfologia) : ha particolare interesse la descrizione della morfologia del terreno, che ha notevole importanza per comprendere la dinamica dei versanti.

Si rinvia alle lezioni che trattano in dettaglio questi aspetti per gli approfondimenti sugli argomenti. Per il momento, si sottolinea che la morfologia del territorio è descritta dalle carte topografiche, in cui sono disegnate le isoipse (linee che congiungono i punti di ugual quota sul livello marino medio, che corrisponde quindi all'isoipsa zero).



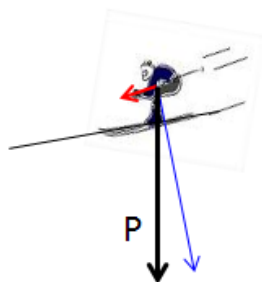
Le isoipse si ottengono proiettando su un piano orizzontale (la carta topografica) le intersezioni con il rilievo di superfici di ugual quota fra loro equidistanti



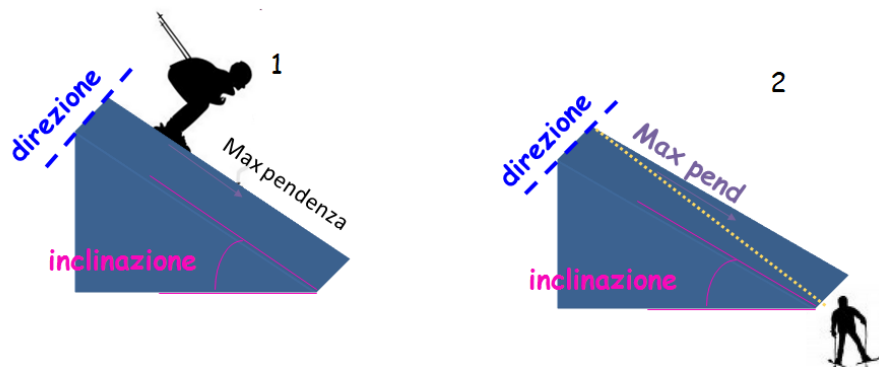
L'analisi delle forme del rilievo viene compiuta a partire dalla identificazione della rete idrografica, delle zone di vetta (isoipse chiuse) e degli spartiacque. Una volta identificati questi elementi, risulta facile la lettura delle forme del rilievo, in specie se ci si aiuta con fotografie aeree.

E' opportuno familiarizzarsi con il concetto di pendenza (dislivello fra due punti diviso per la loro distanza topografica, che corrisponde a quella letta direttamente sulla carta).

In particolare, si deve ricordare che le isoipse sono più ravvicinate dove la pendenza è maggiore.



Quanto minore è la pendenza tanto minore è la componente del peso parallela al versante. La pendenza minore (zero) è quella fra due punti situati alla stessa quota. Quindi le isoipse rappresentano tracciati con pendenza nulla (sono orizzontali)



$$\Delta z1 / \Delta x1 > \Delta z2 / \Delta x2$$

Questa si considera elevata se supera il 100% (pari a 45°), bassa (pianura) se è di qualche unità per mille (inferiore all'1%).

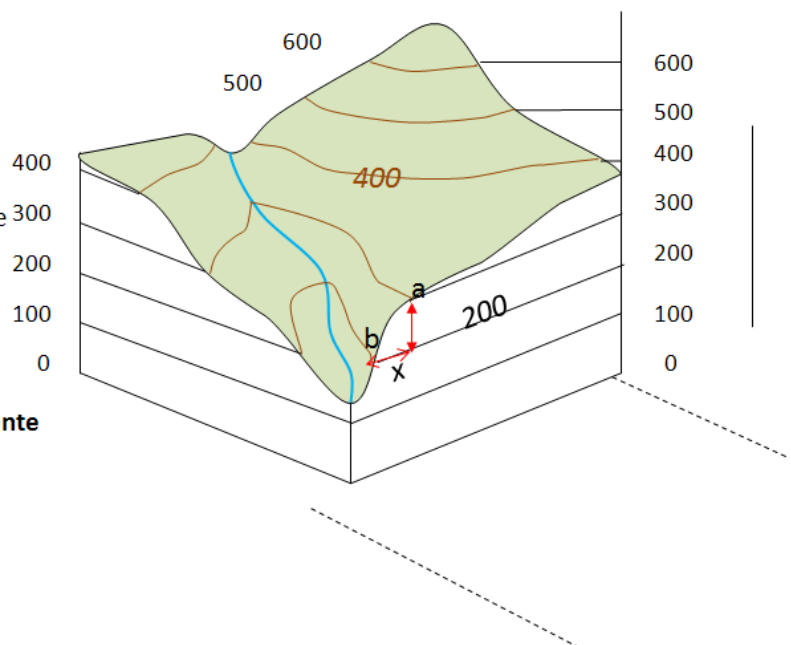
Le linee di massima pendenza sono ortogonali alle isoipse: infatti l'ortogonalità assicura la minima distanza topografica, quindi la pendenza maggiore a parità di dislivello. Sulla cartografia nazionale dell'Istituto Geografico Militare, la carte sono a scala 1/25.000 (un chilometro è rappresentato da 4 cm). In queste rappresentazioni, dette "tavolette", le isoipse vengono distinte in "*principali*" (linee che congiungono i punti di quota multipla di 100 m s.l.m.) ; *secondarie* (multiple di 25 m s.l.m., cioè con equidistanza 25 m); *ausiliarie* (di 10, 5, 1 m a seconda dei casi) destinate a mettere in evidenza particolari del rilievo in aree di bassa pendenza. Nelle carte regionali (edite dal Piemonte, Lombardia, Emilia da propri servizi cartografici, le scale sono migliori (almeno 1/10.000).

La pendenza fra due punti si misura così:

Pendenza = Dislivello / distanza orizzontale
Pendenza = (Ha-Hb)/x

Esempio :
 (300 -200)m s.l.m. /125 m = 0,8

Spesso la pend. si esprime percentualmente
 (nell'esempio la pendenza è dell'80%)



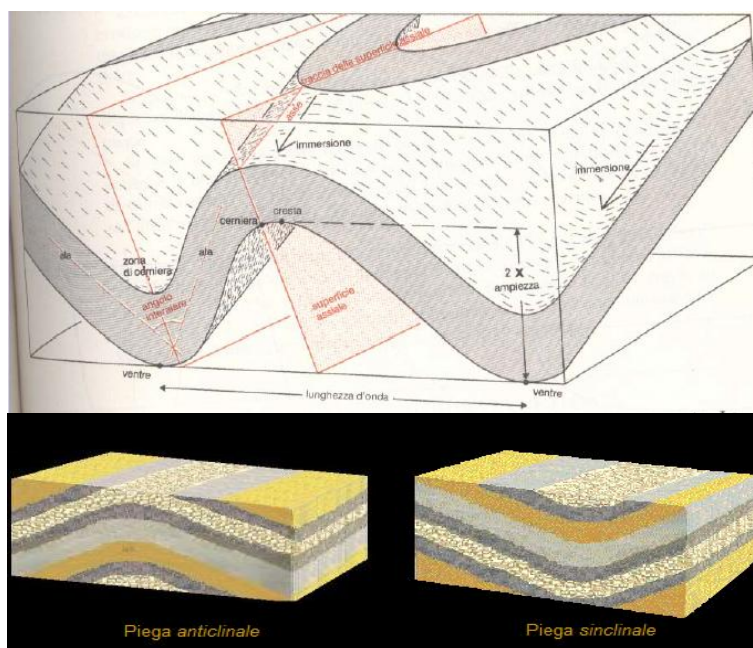
3.4 Cartografia e sua interpretazione

La carta geologica che risulta dalle operazioni di rilevamento, si presenta come un susseguirsi di affioramenti rocciosi, circondati o quasi da terreni di copertura detritica. Per eseguire sulla base

della carta geologica la restituzione della struttura, si fa uso, come detto, delle sezioni geologiche, che vengono costruite secondo i passi che vengono di seguito descritti.

1. Viene predisposto il *profilo topografico*. Questo è un grafico, recante in scala identica le quote e le distanze. Il profilo viene disegnato lungo un allineamento rettilineo (traccia), che attraversa la parte della carta geologica che è di nostro interesse interpretare. Prima si riportano sul grafico i punti che si trovano all' intersezione fra la traccia della sezione e le isoipse, assegnando a ciascuno la quota dell'isoipsa a cui appartiene, e la distanza dall'origine letta lungo la traccia stessa.
2. Sul profilo vengono riportati i toponimi e i punti in cui la traccia incontra i limiti delle unità geologiche . Di ogni unità geologica si riporta la giacitura, identica a quella indicata se la freccia giace interamente sulla traccia.
3. Si disegna il profilo prima correlando la base dei depositi continentali, e successivamente i dati dei pozzi con quelli di terreno, avendo cura di fare in modo che il primo millimetro della giacitura disegnata nella sezione, coincida con la giacitura indicata dalla carta. Per le formazioni sedimentarie, a meno di aver constatato che ciò è impossibile, si devono mantenere rigorosamente identici gli spessori delle formazioni, in particolare nel caso in cui la sezione sia costruita lungo l'immersione. Nel corso delle esercitazioni, verranno fornite le necessarie informazioni a completamento di questo schema.

Occorre ricordare che è sempre necessario considerare le strutture nelle tre dimensioni. Si osserva infatti che, orientando diversamente le sezioni verticali, le intersezioni delle strutture con le sezioni cambiano.



3.5 La costruzione del modello fisico del sottosuolo

Ricostruire l'andamento nel sottosuolo dei corpi geologici con l'aiuto delle sezioni, nelle quali si impiegano tutti i dati disponibili (giaciture rilevate sul terreno e dati di sondaggi e di prospezioni

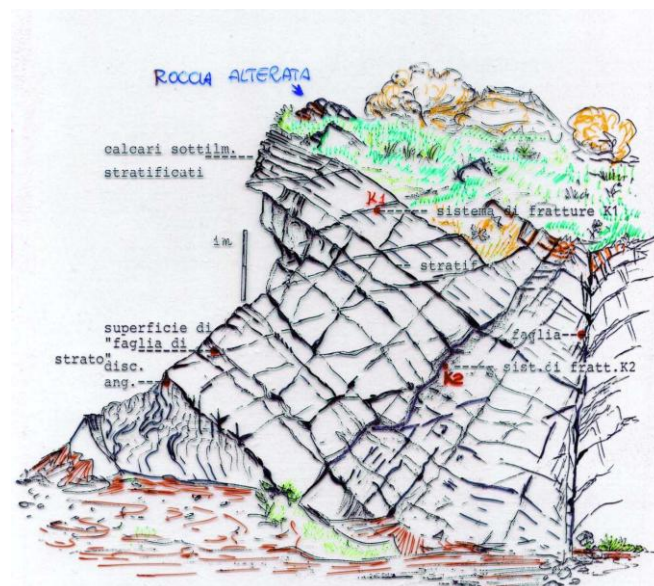
geognostiche) significa individuare in linea di massima la distribuzione nelle tre dimensioni delle caratteristiche fisiche e meccaniche delle rocce e dei terreni.

A questo si arriva tramite:

1. l'interpolazione dei dati di affioramento al disotto della copertura detritica, che permette la ricostruzione dell'andamento dei limiti fra le unità litologiche;
2. in alcuni casi, come indica la medesima figura, è possibile mostrare l'andamento delle isoipse delle superfici di separazione fra le diverse unità (carte strutturali)
3. la individuazione delle rocce e dei terreni deboli, nonché del loro andamento nel sottosuolo.

Si ricorda che l'ammasso roccioso rappresenta la roccia a livello di affioramento, e consta dei diversi comparti in cui la roccia risulta sana, o alterata, o fratturata.

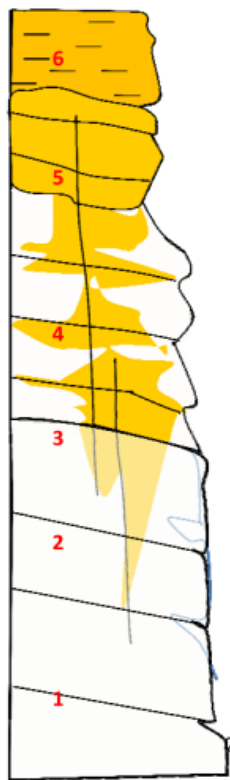
Le proprietà meccaniche dei campioni selezionati all'interno dell'ammasso, rappresentano solo quelle tipiche di singoli comparti.



Rocce e terreno deboli sono quelli che, per stato di alterazione, di fratturazione o per natura litologica, presentano scarsa resistenza agli sforzi ai quali vengono sottoposti per le loro scadenti proprietà tecniche (o bassa coesione, o ridotto attrito, o bassa resistenza alla compressione).

Nella classificazione dello stato di alterazione riportata nelle figure seguenti, si osservano le sei classi di alterazione che portano, a causa del degrado fisico-chimico al quale la roccia viene sottoposta, alla formazione di suoli eluviali a partire dalla roccia integra.

Tale classificazione è di grande utilità per caratterizzare il grado di compromissione della roccia durante lo studio di opere di ingegneria che richiedano l'imposizione di carichi su roccia sub-affiorante; il campionamento andrà effettuato in modo da evidenziare la presenza di zone di alterazione elevata che possano dar luogo a livelli di particolare debolezza, e la loro successione sulla verticale.



STATO DI ALTERAZIONE (Classificazione di Dearman et al.)

5 SUOLO: scomparsa della struttura originaria

6 COMPLETAMENTE ALTERATA: roccia totalmente friabile, che conserva la struttura originale

4 MOLTO ALTERATA: scolorita e

le discontinuità se aperte sono macchiate da limonite; la struttura originaria della roccia vicino alle discontinuità è alterata, e rimangono lasciando solo alcuni nuclei intatti. La massa è in parte friabile, meno del 50% è roccia.

4. MEDIAMENTE ALTERATA: scolorita, discontinuità

se aperte mostrano superfici scolorite con alterazione penetrante; la massa della roccia non è friabile, la roccia costituisce il 50-90% del volume

2 ROCCIA CON TRACCE DI ALTERAZIONE: deboli decolorazioni vicino alle discontinuità che possono essere spaziate oltre i 6 cm, tracce di decomposizione di alcuni minerali

1 ROCCIA SANA: non mostra tracce di decolorazione, né perdita di resistenza, le discontinuità sono chiuse

Altrettanto elevato è lo stato di compromissione della roccia affiorante, che è esposta all'alternanza di gelo e alte temperature (*termoclasti*).

In sostanza questa sezione mostra le zone deboli all'interno del versante: non è ancora un vero modello fisico, perché non abbiamo rappresentato le caratteristiche tecniche delle rocce e delle zone di debolezza, né gli agenti che in questo modello ne determinano le trasformazioni.

Una approssimazione in questo senso viene dalla figura, riportata nella stessa pagina, che rappresenta la *dinamica del versante*.

Con riferimento alla sezione rappresentata nella parte alta della pagina, vi sono riassunti i processi geologici che tendono ad apportare variazioni alla forma del versante e al peggioramento della qualità della roccia.

Si osservano quindi i seguenti processi modificatori:

- a) l'esposizione alla franosità della roccia colpita da termoclasti, dalla quale provengono cadute massi o grossi volumi di roccia a seconda delle circostanze;
- b) l'infiltrazione nel detrito grossolano alla sua base, che può essere accompagnata da ridotti fenomeni erosivi
- c) la più facile erosione, a cui si accompagna trasporto, ad opera delle acque superficiali che scorrono sul versante, del deposito detritico più fine
- d) l'infiltrazione delle acque di scorrimento superficiale nelle fratture, nei detriti e nell'eluvio, con formazione di falde e di sorgenti
- e) nelle rocce calcaree, la dissoluzione dei carbonati operata dalle acque ricche di anidride carbonica può dar luogo in tempi molto lunghi a cavità che degradano ulteriormente la resistenza della roccia.

I processi che si sviluppano sul terreno sono molto più numerosi e complessi dei pochi qui riassunti, che ne devono essere considerati solo una ristretta esemplificazione; comunque nel corso del rilevamento geologico l'operatore deve annotare tutti gli elementi che gli lasciano presagire (oppure che gli confermano, se sono di particolare evidenza) l'esistenza di zone di

debolezza, in cui i fenomeni che presiedono alla dinamica del versante possono produrre danni al progetto che si sta redigendo, o lasciano prevedere conseguenze per la stabilità delle opere costruite o del versante stesso.

I casi di erosione particolarmente intensa, da cui possono derivare l'asportazione del suolo e l'affioramento della roccia, vengono denominati "erosione accelerata" e sono sintomi evidenti di squilibrio nei versanti; così pure quelli che portano ad uno stato di alterazione particolare della roccia (carsismo, argillificazione delle rocce silicate ecc.) denotano la possibilità di zone deboli in profondità.

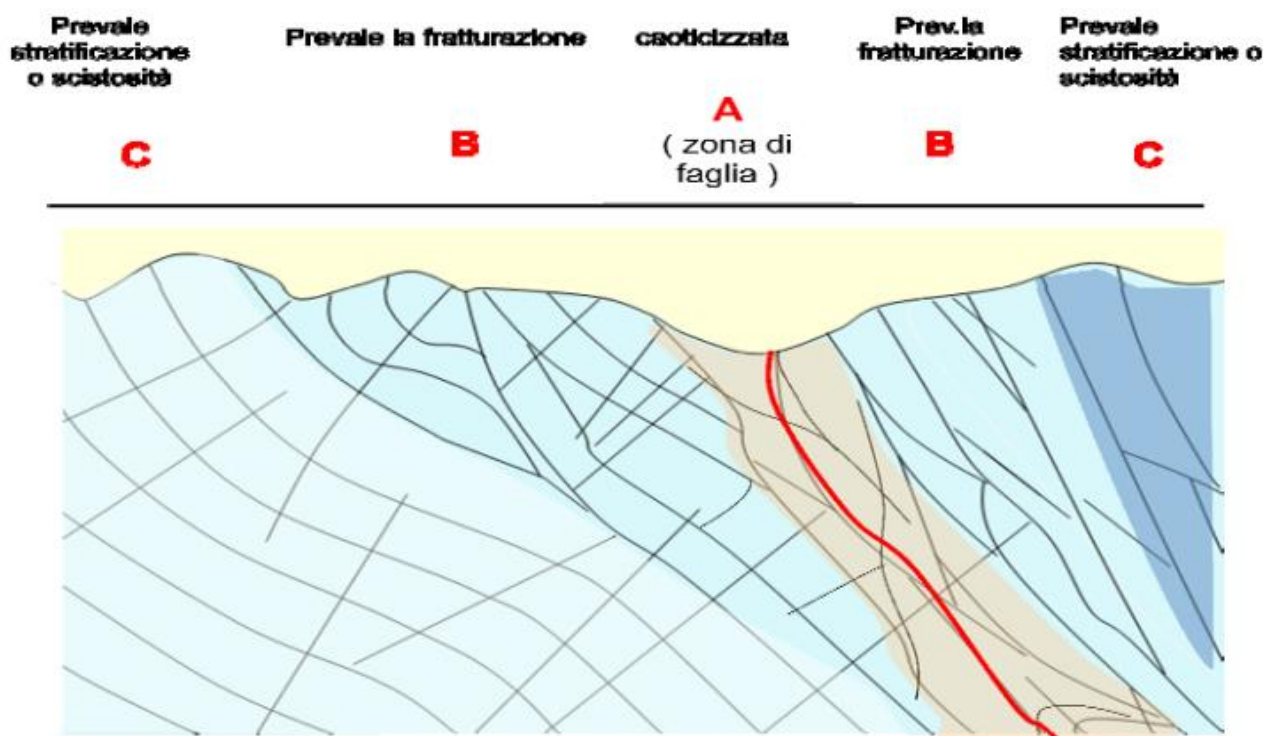
Ne consegue che l'analisi di questi indicatori e la loro identificazione hanno una importanza determinante nelle scelte sugli interventi.

3.5.1 Zone di debolezza nelle rocce

La figura 3.4 descrive i principali tipi di discontinuità presenti negli ammassi rocciosi.

Quelli che si accompagnano con le faglie (fratture di trazione e taglio, miloniti) hanno particolare importanza, per la loro estensione e frequenza.

Intorno alle zone di faglia e sovrascorrimento la fratturazione è così accentuata che si possono distinguere almeno tre comparti (Figura): 1) quello che costituisce la vera e propria zona di faglia, con miloniti, fratture aperte e ondulate (lenti o "fishes"), povera o priva di stratificazioni (zona A); 2) la zona di transizione (zona B), in cui ci sono ancora fishes e livelli tettonizzati intercalati a roccia più compatta, dove prevale la fratturazione; 3) La zona di roccia "normale" con prevalenti strutture primarie (zona C).



Lungo le discontinuità avviene la circolazione idrica e si instaurano i processi di alterazione e degrado che riducono la qualità della roccia e generano al suo interno le zone di debolezza. Queste

discontinuità devono essere considerate attentamente nel corso del rilevamento geologico, e ne devono essere indicate la posizione, la frequenza e la giacitura, nonché le conseguenze visibili della loro presenza.

La giacitura delle discontinuità ha particolare importanza nel determinare i possibili movimenti dei blocchi nei quali l'ammasso roccioso si suddivide.

Nella figura 3.4.1 sono evidenziati i possibili movimenti dei blocchi, isolati dagli altri ad opera di stratificazione, presenza di interstrati di materiali plastici (es. argilla), sistemi di fratture.

3.6 Classificazione qualitativa degli ammassi rocciosi

Nel seguito è riportato un esempio di questo tipo di classificazione, che comporta sei classi, e non richiede prove di terreno o di laboratorio.

Prima categoria (Figura 6)

Roccia di ottima qualità. Resistenza meccanica elevata, volumi unitari superiori a 0,5 metri cubi. Comporta ammassi rocciosi disposti su elevate pendenze anche su altezze di centinaia di metri, con scarse coltri detritiche alla base.

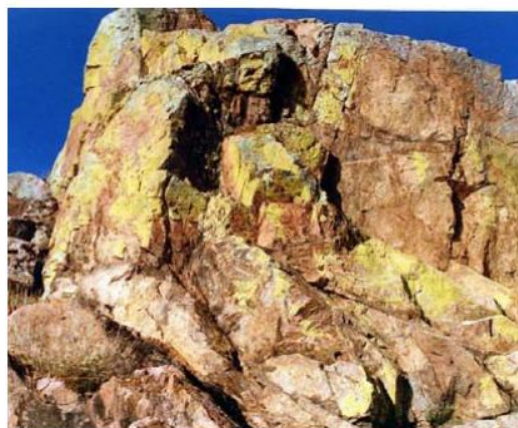


Figura 6 – Esempio di roccia di prima categoria



Figura 7 – Esempio di roccia di seconda categoria

Seconda categoria (Figura 7)

Roccia di resistenza meccanica buona, mediamente fratturata con pochi livelli deboli. Dà luogo a rilievi simili a quelli della prima categoria, con estesi coni di detrito.

Terza categoria (Figura 8)

Roccia "normale": fratturata con aperture ridotte e ben stratificata, con molti livelli a resistenza meccanica scarsa.

Pareti di qualche decina di metri, con estese falde di detrito e frane di piccole dimensioni.



Figura 8 – Esempio di roccia di terza categoria

Quarta categoria (Figura 9)

Roccia con resistenza meccanica mediocre, con molti livelli deboli, anche di miloniti o cataclasiti, fratture aperte e oblique rispetto alla stratificazione o scistosità.

Pareti rocciose contraddistinte da evidenti movimenti lungo le principali discontinuità e massicce falde detritiche e frane.



Figura 9 – Esempio di roccia di quarta categoria

Quinta categoria

Le argille, le argilliti e le marne argillose, e tutte le rocce decomposte per alterazione fisico-chimica dotate di coesione.

Sesta categoria

Roccia pessima, priva di coesione, con volumi unitari inferiori al decimetro cubo, presenza di cataclasiti.

Queste rocce danno luogo a grandi frane e ad avvallamenti profondi con frane lungo i loro versanti.

3.6.1 COMMENTO SULLE CLASSIFICAZIONI QUALITATIVE

Si osserva che la mancanza di parametri di riferimento rende queste classificazioni poco oggettive, dando comunque la possibilità di orientare con chiarezza l'utilizzatore circa il comportamento degli ammassi in oggetto. Invece, le classificazioni quantitative o semiquantitative, quali ad esempio quella di Bieniawski, permettono di fare un passo in più verso l'identificazione della propensione al dissesto. Esse orientano infatti con maggiore approssimazione verso i valori dei parametri-base della roccia, tramite i risultati di prove sul terreno o in laboratorio.

Si può passare quindi ad una valutazione più dettagliata e oggettiva introducendo le misure di indici e parametri sperimentali. In tal modo la resistenza dell'ammasso roccioso diviene confrontabile su basi quantitative con quella degli altri ammassi.

3.7 PARAMETRI PER LA CLASSIFICAZIONE QUANTITATIVA DEGLI AMMASSI ROCCIOSI

La classificazione quantitativa avviene sulla base dei seguenti indici:

1. Resistenza della roccia alla compressione
2. Resistenza dei giunti (point load test)
3. Rock Quality Designation (RQD)
4. Scabrezza dei giunti
5. Volume unitario
6. Intercetta
7. Spaziatura dei giunti
8. Apertura dei giunti

3.7.1 DETERMINAZIONE DELLA RESISTENZA ALLA COMPRESSIONE

- **PROVE DI COMPRESSIONE MONOASSIALE** (Figura 10): rapida (non drenata) su provino sagomato $\rightarrow \sigma_c = P/A$

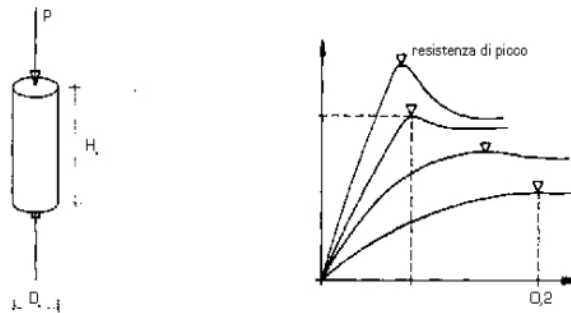


Figura 10 – Prova di compressione monoassiale

- **POINT LOAD STRENGTH TEST** (Figura 11): su provino di forma irregolare, fornisce indirettamente la $\sigma_c \rightarrow \sigma_c = P/D^2 \cdot \text{coeff.}$ (Empirico)

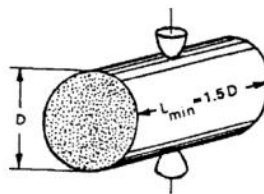


Figura 11 - PLT

Non occorre quindi preparare e sagomare il provino. Consiste nel comprimere un campione di roccia, posizionato tra due punte coniche fino a provocarne la rottura (Figura 12). Si ottiene così l'indice di Point Load (I_S), dal quale si può risalire tramite una relazione empirica, alla resistenza a compressione monoassiale.

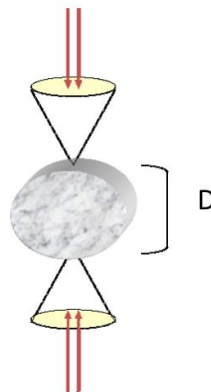


Figura 12 – Effettuazione di un Point Load Test

Definito P il carico a rottura, D la distanza tra i due punti di applicazione della forza, si ha:

$$I_S = P_{[KN]} / D_{[cm]}^2$$

Per arrivare ad un valore di resistenza a compressione:

$$\sigma_c = I_{S(50)} * 24$$

ROCCIA	COMPRESSIONE [MPa]	TRAZIONE [MPa]	TAGLIO [MPa]
GRANITO	100-250	15-25	15-50 20-60 8-40 3-30 10-50 20-60 15-30
DIORITE	180-300	15-30	
GABBRO	180-300	15-30	
BASALTO	150-300	10-30	
ARENARIA	20-170	4-25	
ARGILLITE	10-100	2-10	
CALCARE	30-250	15-25	
DOLOMIA	80-250	15-25	
QUARZITE	150-300	10-30	
GNEISS	50-200	5-20	
MARMO	100-250	7-20	
ARDESIA	100-200	7-20	

- **MARTELLLO DI SCHMIDT O SCLEROMETRO:** in sito, su porzione superficiale della roccia → σ_c apparente

Si tratta di uno strumento da utilizzarsi in campo per stimare la σ_c (apparente) nella porzione più superficiale della roccia.

Lo strumento è costituito da una massa battente proiettata da una molla contro un'asta metallica di percussione appoggiata direttamente sulla roccia. Dal rimbalzo elastico della massa, funzione della quantità di energia elastica restituita dal materiale su cui viene effettuata la prova, è possibile risalire alla resistenza a compressione del materiale stesso (Figura 14).

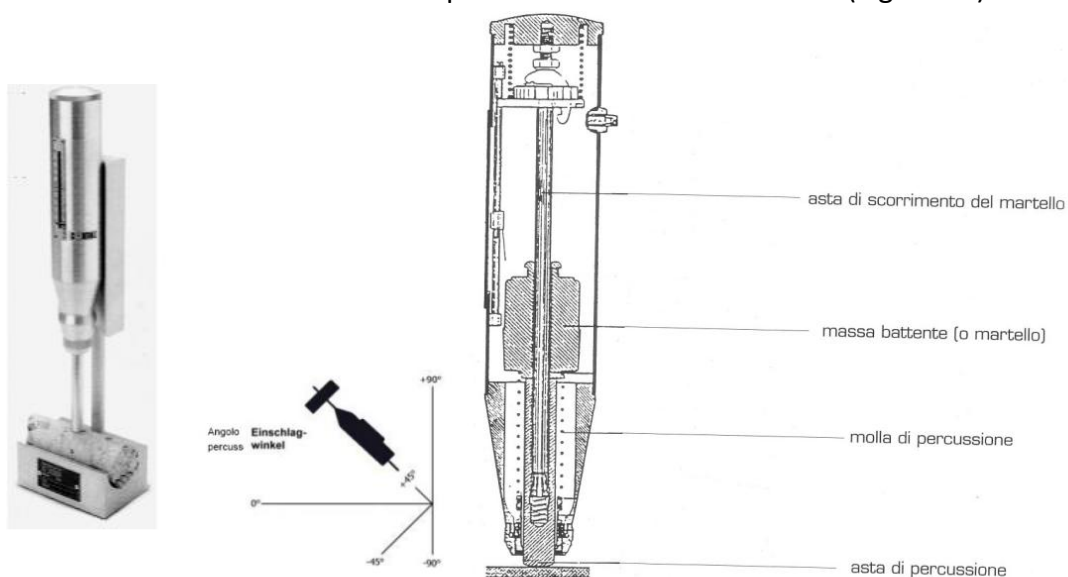


Figura 14 - Sclerometro

La resistenza delle pareti è la resistenza a compressione equivalente dei lembi affacciati in una discontinuità. Può essere minore della resistenza della roccia massiccia per l'esposizione agli agenti atmosferici o per l'alterazione delle pareti. Per la misura della resistenza delle pareti si utilizza lo sclerometro.

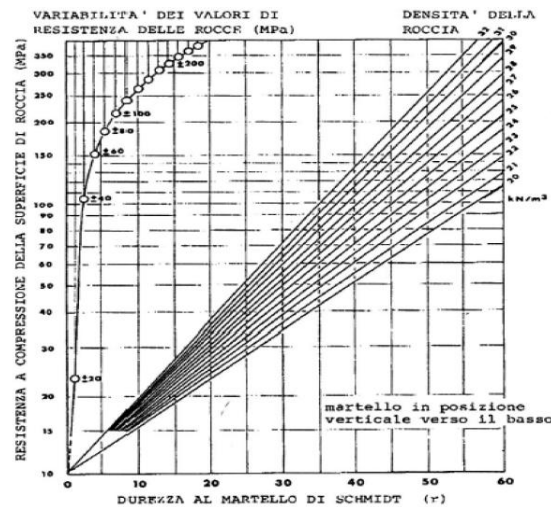
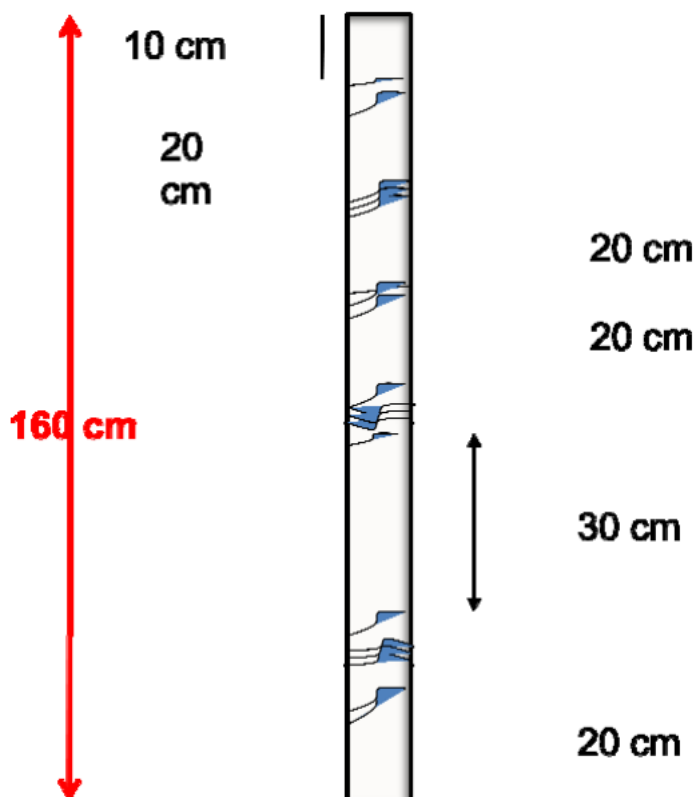


Figura 15 – Carta di correlazione per il martello di Schmidt

3.7.2 RQD (Rock Quality Designation Index)



Il valore si ottiene estraendo dal campionario dei sondaggi il cilindro (carota) di roccia perforata (Figura 16). Si sommano le lunghezze degli spezzoni pari o superiori ai 10 cm e si calcola la percentuale della lunghezza totale così ottenuta rispetto alla lunghezza totale della perforazione.

Sommando gli spezzoni di:

$$(10+20+20+20+30+20) \text{ cm} = 120 \text{ cm}$$

e confrontando questo totale con la lunghezza della perforazione (160 cm) si ottiene :

$$120/160 = 0,75.$$

L'RQD è quindi pari al 75%

Quando non si hanno a disposizione dei sondaggi, il valore di RQD può essere stimato tramite delle relazioni empiriche, quali ad esempio:

$$RQD = (115 - 3.3 \cdot J_v) \rightarrow J_v = \text{numero di discontinuità per unità di volume}$$

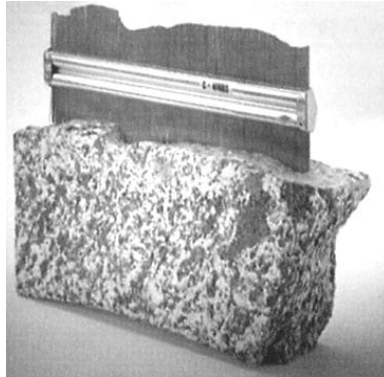
$$RQD = 100(0.1 f + 1)^{-0.1f} \rightarrow f = \text{numero di discontinuità per metro o frequenza.}$$

Figura 16 – Esempio di misura di RQD

3.7.3 SCABREZZA DELLE DISCONTINUITÀ

Le superfici delle discontinuità possono essere lisce, ondulate, seghettate o irregolari. La rugosità rappresenta l'altezza media delle asperità della superficie rispetto all'apertura media.

Viene rilevata tramite una dima (Shape tracer o Pettine di Barton, Figura).



Pettine di Barton

	$JRC = 0 - 2$
	$JRC = 2 - 4$
	$JRC = 4 - 6$
	$JRC = 6 - 8$
	$JRC = 8 - 10$
	$JRC = 10 - 12$
	$JRC = 12 - 14$
	$JRC = 14 - 16$
	$JRC = 16 - 18$
	$JRC = 18 - 20$

$$\tau_p = \sigma_n \tan \left[\text{JRC} \cdot \log \left(\frac{\text{JCS}}{\sigma_n} \right) + \phi_b \right]$$

Relazione di Barton:

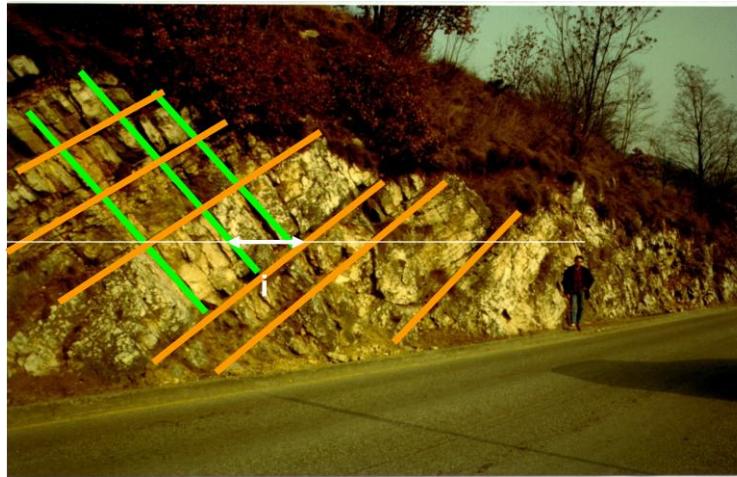
Consente di valutare l'attrito e la resistenza al taglio tenendo conto della scabrezza

- τ_p = resistenza al taglio
- σ_n = pressione normale
- JRC = indice di scabrezza (Joint Roughness Coefficient), variabile da 0 (giunto a superficie planare e levigata) fino a 20 (giunto a superficie ondulata e rugosa).
- ϕ_b = attrito di base

3.7.4 Intercetta delle discontinuità, spaziatura, persistenza e apertura

Intercetta

L'intercetta viene misurata senza considerare l'appartenenza delle discontinuità alle varie famiglie; rappresenta la distanza media delle discontinuità rispetto ad una base di misura.



L'inverso dell'intercetta, ossia il numero di discontinuità per metro, viene indicata come frequenza o intensità di fratturazione: $f=1/i$.

Spaziatura

La spaziatura delle fratture di un sistema è definita come la distanza geometrica fra i due piani sui quali giacciono due discontinuità di una medesima famiglia.

Persistenza

La persistenza può essere definita come il rapporto percentuale fra l'area di effettiva separazione fra le pareti (isolamento di blocchi) e l'area del piano che contiene la discontinuità stessa. In genere:

- se la persistenza è inferiore al 25%, la resistenza al taglio dell'ammasso roccioso dipende quasi esclusivamente dalle caratteristiche meccaniche del materiale roccia,
- se la persistenza è superiore all'80%, il comportamento dell'ammasso roccioso è condizionato essenzialmente dalla resistenza al taglio lungo le discontinuità.

Data la difficoltà di misurare la persistenza, questa è data dalla lunghezza della discontinuità sul fronte di esposizione.

Apertura

Le fratture presenti all'interno di un ammasso roccioso possono essere chiuse (contatto roccia-roccia) o aperte (senza materiale di riempimento o con materiale di riempimento). L'apertura è la distanza tra le pareti delle discontinuità, cioè tra le superfici che la delimitano. Le

misure, distinte per famiglie, vengono effettuate con uno spessimetro o un calibro. Le aperture misurate in affioramento possono essere influenzate da fattori esterni, quali il rilascio tensionale e l'alterazione superficiale, e risultano generalmente maggiori di quelle esistenti all'interno dell'ammasso roccioso.

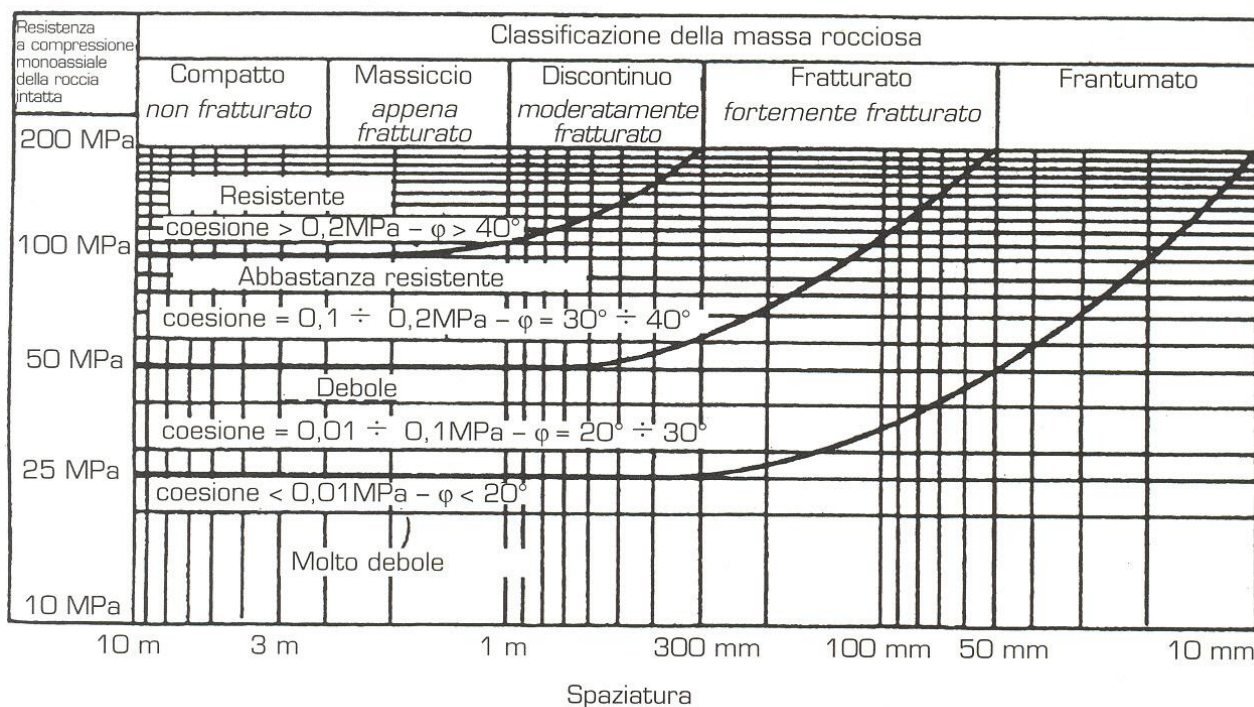
Si ha la seguente classificazione delle aperture (Tabella 1).

Tabella 1 – Classificazione delle aperture della roccia

Apertura [mm]	Classe di apertura
< 0.1	Serrata
0.10 - 0.25	Chiusa
0.25 - 0.50	Parzialmente aperta
0.50 - 2.50	Aperta
2.50 - 10.00	Moderatamente larga
> 10	Larga

3.8 CLASSIFICAZIONE SEMIQUANTITATIVA DI BIENIAWSKI

La prima classificazione semiquantitativa suddivide gli ammassi in funzione della resistenza a compressione monoassiale della roccia intatta e della spaziatura delle discontinuità attribuendo a ciascuna delle classi così individuate anche un valore di coesione e di attrito (Figura – Classificazione semiquantitativa di Bieniawski).



3.9 CLASSIFICAZIONE COMPLETA DI BIENIAWSKI (RMR)

Si basa su un punteggio da assegnare alla roccia, ricavato dall'analisi di cinque parametri:

- ✓ resistenza a compressione (ottenuta tramite le prove di compressione monoassiale o il Point Load Test;)
- ✓ RQD
- ✓ spaziatura dei giunti
- ✓ condizioni dei giunti (apertura, rugosità, persistenza, alterazione, riempimento)
- ✓ condizioni idrauliche dei giunti

Tramite un'apposita tabella (Figura 19 – Classificazione completa di Beniaowski), viene attribuita a ciascun parametro un valore numerico. La somma dei valori dei cinque parametri fornisce il punteggio qualità dell'ammasso (**RMR**).

Tale numero, variabile tra 0 e 100 è tanto più alto quanto è migliore la qualità della roccia.

Parametri	Intervallo di valori							
Resistenza roccia sana	Resistenza al «Point Load test» (MPa)	> 10	4 ÷ 10	2 ÷ 4	1 ÷ 2	Per questi bassi valori è preferibile la prova di compressione monoassiale		
	Resistenza a compressione monoassiale (MPa)	> 250	100 ÷ 250	50 ÷ 100	25 ÷ 50	5 ÷ 25	1 ÷ 5	< 1
Coefficienti numerici		15	12	7	4	2	1	0
Rock Quality Designation RQD (%)		90 ÷ 100	75 ÷ 90	50 ÷ 75	25 ÷ 50	< 25		
Coefficienti numerici		20	17	13	8	3		
Spaziatura delle discontinuità		> 2 m	0,6 ÷ 2 m	200 ÷ 600 mm	60 ÷ 200 mm	< 60 mm		
Coefficienti numerici		20	15	10	8	5		
Condizione dei giunti		Superfici molto rugose. Discontinuità chiuse e non persistenti. Pareti non alterate	Superfici debolmente rugose. Apertura delle discontinuità < 1 mm. Pareti leggermente alterate	Superfici debolmente rugose. Apertura delle discontinuità < 1 mm. Pareti completamente alterate	Superfici lisce o riempimenti argillosi di potenza < 5 mm o discontinuità collegate e con apertura di 1 - 5 mm	Riempimenti di argilla molle di potenza > 5 mm o discontinuità collegate e con apertura > 5 mm, persistenti		
Coefficienti numerici		30	25	20	10	0		
Presenza di acqua	Venute d'acqua in 10 m di galleria (l/min)	Nulla	< 10	10 ÷ 25	25 ÷ 125	> 125		
	Rapporto tra la pressione dell'acqua nelle discontinuità e la massima sollecitazione principale	0	< 0,1	0,1 ÷ 0,2	0,2 ÷ 0,5	> 0,5		
Condizioni generali della roccia		Perfettamente asciutta	Umida	Bagnata	Stillicidi	Venute d'acqua		
Coefficienti numerici		15	10	7	4	0		

Figura 19 – Classificazione completa di Beniaowski

Nel caso in cui questa classificazione venga usata per determinare la qualità di un ammasso relativo ad un versante del quale si sta analizzando la stabilità, tale valore di RMR viene corretto in base all'orientazione delle discontinuità rispetto all'opera che si deve realizzare o al versante che si sta considerando.

A – Compensazione dei coefficienti numerici in funzione dell'orientamento delle discontinuità						
Direzione e immersione delle discontinuità		Molto favorevole	Favorevole	Indifferente	Sfavorevole	Molto sfavorevole
Coefficienti numerici	Gallerie	0	- 2	- 5	- 10	- 12
	Fondazioni	0	- 2	- 7	- 15	- 25
	Frane	0	- 5	- 25	- 50	- 60

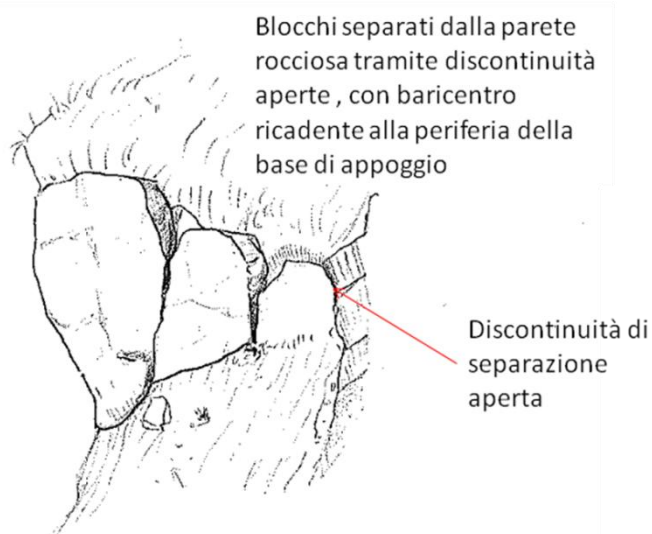
Il numero così ricavato, variabile fra 0 e 100, è tanto più alto quanto migliore è la qualità della roccia. E' possibile individuare 5 classi per ciascuna delle quali viene riportato non solo un giudizio qualità (ottima-pessima), ma anche un campo di valori entro i quali ricadono la coesione e l'angolo di attrito.

B - Classi di roccia determinate in base alla somma dei coefficienti numerici					
Somma dei coefficienti	100 ÷ 81	80 ÷ 61	60 ÷ 41	40 ÷ 21	< 20
Classe	I	II	III	IV	V
Descrizione della roccia	Ottima	Buona	Mediocre	Scadente	Molto scadente
C - Significato delle classi di roccia					
Classe	I	II	III	IV	V
Tempo medio di autosostentamento	20 anni per aperture di 15 m	1 anno per aperture di 10 m	1 settimana per aperture di 5 m	10 ore per aperture di 2,5 m	30 minuti per aperture di 1 m
Coesione (kPa)	> 400	300 ÷ 400	200 ÷ 300	100 ÷ 200	< 100
Angolo di attrito interno	> 45°	35° ÷ 45°	25° ÷ 35°	15° ÷ 25°	< 15°

3.10 Principali tipi di movimento dei blocchi

Sono descritti nella figura 3.5 le seguenti tipologie di movimento:

- Scivolamento semplice
- scivolamento composto (lungo due piani che si intersecano)
- ribaltamento, che avviene quando il baricentro del blocco cade al di fuori della base



- crollo (caduta senza scivolamento).

Si possono ravvisare altre modalità con le quali il blocco si distacca dall'ammasso roccioso; tuttavia queste risultano le più frequenti e di più semplice analisi, così da indurre a limitarci ad esse in questa fase iniziale.

Stabilire la forma e le dimensioni dei *blocchi rimovibili* attraverso una di queste modalità appare di grande interesse. Questo argomento verrà svolto successivamente in modo dettagliato nel capitolo "*rimovibilità dei blocchi*" in quanto costituisce la base di un importante test per la valutazione del rischio geologico: il *test di Markland*.

Per procedere a questa analisi è peraltro indispensabile rifarsi ad alcuni principi che regolano la geometria della distribuzione nelle tre dimensioni delle discontinuità.

3.10.1 Sezioni lungo l'immersione

Quando si eseguono sezioni geologiche lungo l'immersione, è facile determinare il dislivello z coperto da una superficie limite per una distanza x .

Nella figura 3.6 è mostrato come questo dislivello sia dato dalla semplice relazione

$$z = x \operatorname{tg} \beta$$

In cui β è l'inclinazione dello strato, $\operatorname{tg} \beta$ è la pendenza

La profondità alla quale si trova il limite è dato dalla somma algebrica di z e del dislivello topografico fra la quota del piano campagna nei due punti estremi della sezione, come indicato dalla figura.

Nella successiva figura 3.7 sono ribaditi questi concetti, mostrando che lo strato può essere rappresentato anche con isoipse. Se lo strato è piano, le isoipse possono ritenersi parallele ed equidistanti. Detta D la loro distanza (che si deve considerare sempre come distanza topografica, cioè letta sul piano orizzontale), e detto z il dislivello (si intende il dislivello costante o equidistanza) si ha la relazione :

$$\begin{aligned} z &= D \operatorname{tg} \beta \\ D &= z \operatorname{cotg} \beta \end{aligned}$$

3.10.2 Sezioni che formano un angolo con l'immersione

Quando le sezioni non sono nel piano dell'immersione, e formano un angolo β , misurato sul piano orizzontale, è possibile calcolare la pendenza $\operatorname{tg} \alpha$ e l'inclinazione α apparenti utilizzando la relazione:

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \delta \cos \beta$$

che lega questi parametri alla pendenza $\operatorname{tg} \delta$ e all'inclinazione δ reali, come dimostrato nella pagina che contiene la figura 3.8, in cui sono anche riportate notazioni sullo spessore dei terreni incontrato dalle gallerie.

Queste osservazioni sulla stratimetria riguardano la determinazione di alcuni parametri – base, e possono essere impiegati per tali fini solo quando la porzione di spazio in cui si opera è assimilabile a un piano.

3.11 Strati non piani

Ricordiamo che uno strato può assumere, su maggiori estensioni, pendenze diverse, e che quindi non sarebbe possibile identificarlo con un piano. Per rappresentarlo, si può ricorrere alla semplificazione di assumere come trascurabili gli errori che si hanno considerando lo strato piano fra tre punti tra loro molto vicini. Scomponendo lo strato in più triangoli, è possibile tracciare le isoipse dello strato per interpolazione lineare.