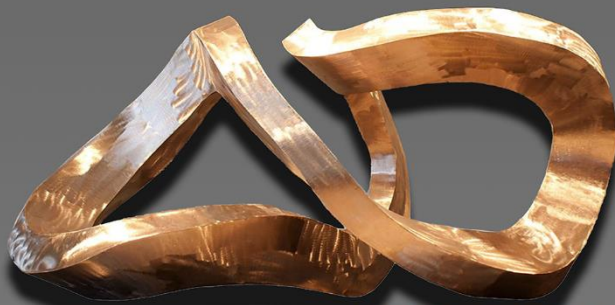


**SCUOLA PERMANENTE PER L'AGGIORNAMENTO
DEGLI INSEGNANTI DI SCIENZE SPERIMENTALI**



<https://www.johnsearles.com/mobius-metal-sculptures/>

Scienza inForma

La Forma nella Scienza

A cura di:

Michele A. Floriano e Marco Russo

SCUOLA PERMANENTE PER L'AGGIORNAMENTO
DEGLI INSEGNANTI DI SCIENZE SPERIMENTALI



Scienza inForma La Forma nella Scienza

Le Dune Sicily Hotel Catania

24 - 29 Luglio 2017

A cura di:

Michele A. Floriano e Marco Russo

Contributi alla

Scuola Permanente per l'Aggiornamento degli Insegnanti di Scienze Sperimentali

XI edizione: “Scienza inForma. La Forma nella Scienza”

Le Dune Sicily Hotel Catania

24 – 29 LUGLIO 2017

Comitato scientifico-organizzatore:

Presidente: Michele A. Floriano

Claudia Caligiore
Delia Chillura Martino
Giorgio Cucciardi
Claudio Fazio
Josette Immè
Giovanni Magliarditi
Scolastica Serroni

Anna Caronia
Maria Concetta Consentino
Guido De Guidi
Patrizia Gasparro
Bianca Maria Lombardo
Marco Russo

infospais@gmail.com - www.unipa.it/flor/spais.htm

Quaderni di Ricerca in Didattica, numero speciale 1

Editor in Chief: Claudio Fazio – University of Palermo, Italy
Editorial Director: Benedetto di Paola - University of Palermo, Italy

ISBN: 978-88-941026-3-5

First edition, 5th February 2018, © SPAIS, Palermo

Indice

Prefazione

Michele Antonio Floriano e Anna Caronia

Scienza inForma. La Forma nella Scienza

1

Alessandro Alfieri

La “forma” nella riflessione di Adorno, dalla lettura di Aristotele all’arte moderna

5

Salvatore Caccamese

La Chiralità nella Natura e nell’Arte: osservazioni personali

15

Roberto Cazzolla Gatti

La biodiversità è frattale

25

Cipriano Di Maggio

La forma del rilievo terrestre e il problema della convergenza morfologica

30

Giorgio Häusermann

Le forme nella Scatola di Einstein

56

Mauro Icardi

Breaking Bad: il cambiamento

59

Anna Maria Mannino

Viaggio alla scoperta delle diatomee: microscopiche forme di vita dai mille segreti

66

Luigi Monsù Scolaro

Chiralità: dalle molecole all’universo

78

Gabriella Morini
Il gusto: dare un senso alla chimica
88

Giovanni Randazzo
La forma della Terra dai graffiti ai droni
99

Scolastica Serroni
Alberi molecolari: i dendrimeri, dai primi esempi alle applicazioni più recenti
109

Luca Sineo
Le forme dell'uomo
135

Mariano Venanzi
Crescita e forma: un approccio molecolare
145

Giovanni Villani
La forma nel mondo microscopico degli atomi
155

Giovanni Villani
La forma delle molecole e delle macromolecole biologiche
167

La forma del rilievo terrestre e il problema della convergenza morfologica

Cipriano Di Maggio

Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare, Università degli Studi di Palermo

E-mail: cipriano.dimaggio@unipa.it

Riassunto. Argomento della presente relazione è la forma del rilievo terrestre. Il rilievo terrestre può essere raffigurato come un grande mosaico le cui tessere sono i versanti. Un versante può essere: o una superficie piana caratterizzata da una determinata esposizione e da una specifica inclinazione; oppure una superficie curva di tipo concavo o convesso. Ogni singolo versante è inoltre identificabile con una forma del rilievo ben definita, la cui genesi è riconducibile ad un processo morfogenetico peculiare. Ogni cambiamento nell'esposizione, nell'inclinazione o nella curvatura di un versante segna pertanto il passaggio a forme del rilievo diverse. Complessivamente, tutti i processi morfogenetici che modellano la superficie terrestre creano grandi e piccole forme del rilievo che, sebbene siano prodotte da meccanismi profondamente differenti, mostrano sempre le stesse geometrie. Questa occorrenza, conosciuta in Geomorfologia come problema della convergenza morfologica, crea difficoltà nel distinguere forme simili nell'aspetto ma profondamente diverse nella genesi. Le forme semplici sono costituite da un solo versante e, a prescindere dal processo morfogenetico che le produce, possono assumere le sembianze di: scarpata (superficie piana verticale), pendio a media inclinazione (superficie piana obliqua), pianura (superficie piana orizzontale), conca (superficie curva concava) o rilievo arrotondato (superficie curva convessa). Dalla combinazione di due o più forme semplici (versanti singoli) possono a loro volta ottenersi delle forme complesse (insieme di più versanti) che possono assumere l'aspetto di: altura (insieme di versanti che convergono verso uno o più punti di quota maggiore), depressione (insieme di versanti che convergono verso uno o più punti di quota inferiore) o rilievo articolato (insieme di diversi tipi di versante, variamente

combinati). Prendendo spunto dalla forma della superficie terrestre, la presente relazione mostra: le cause delle forme del rilievo; le principali forme del rilievo suddivise sulla base della scala di osservazione; i casi più significativi di convergenza morfologica.

Abstract. *The shape of the Earth's relief and the geomorphological convergence problem.* The shape of the Earth's relief is the subject matter of this paper. The Earth's relief may be represented as a large mosaic whose pieces are the slopes. A slope is a planar or curved surface. A single slope is also a well-defined landform whose genesis is due to a peculiar geomorphic process. Changes in exposure, inclination or curvature of a slope mark the transition to a different landform. Overall, geomorphic processes causing the Earth's surface create large and small landforms that always show the same geometries, though they are produced by deeply different mechanisms. This occurrence is known as geomorphological convergence problem creating difficulties in distinguishing similar but deeply different in genesis landforms. Regardless of the geomorphic process that produce them, the simple landforms (a single slope) may assume the following geometric shapes: scarp (vertical planar surface), inclined slope (oblique planar surface), plain (horizontal planar surface), rounded hollow (concave curved surface) or rounded hill (convex curved surface). Complex landforms (a set of slopes) take on by the combination of two or more simple landforms. The complex landforms can assume the appearance of topographic high (a set of slopes converging toward higher altitudes), topographic depression (a set of slopes converging toward lower altitudes) or articulate relief (a set of several slopes which are differently combined). Starting from the shape of the Earth's surface, this paper shows landform causes, main landforms in relation to the scale factor, and most significant cases of geomorphological convergence.

1. Introduzione

Il rilievo terrestre è costituito dall'insieme di una miriade di superfici di tipo planare e curvo (Fig. 1). Osservando il paesaggio fisico possiamo infatti osservare l'alternarsi di scarpate, pendii inclinati e pianure (superfici planari a sviluppo, rispettivamente, verticale, obliquo e orizzontale) e di zone depresse ed elevate più o meno arrotondate (superfici curve, rispettivamente concave e convesse). Ognuna di

queste superfici viene genericamente indicata con il termine di “versante”. Possiamo quindi raffigurare il rilievo terrestre come un grande mosaico le cui tessere sono rappresentate dai versanti. A loro volta, i versanti che compongono il rilievo sono il prodotto dei processi di modellamento della superficie terrestre, andando così a costituire le “forme del rilievo”. Ogni versante coincide quindi con una ben definita forma del rilievo la cui genesi è riconducibile ad uno o più processi di modellamento.



Figura 1. Il rilievo terrestre come insieme di versanti (superfici piane e curve).

I processi di modellamento [1-3] vengono generalmente suddivisi in processi tettonici, dovuti ai movimenti profondi della crosta terrestre, e in processi esogeni, collegati alla dinamica dell’atmosfera, dell’idrosfera e della parte più superficiale della litosfera. I processi tettonici si manifestano attraverso la lenta ma inesorabile mobilità della crosta terrestre e, attraverso la sua progressiva deformazione, sono responsabili della genesi di forme del rilievo anche di grandi dimensioni (e.g., rilievi continentali e bacini oceanici; [4]). I processi esogeni si esplicano attraverso il movimento di un agente geomorfologico (e.g., acque correnti superficiali, vento) e, lungo le superfici delle forme del rilievo più grandi, producono forme del rilievo di dimensioni più piccole (e.g., valli fluviali, dune eoliche; [5-9]). Ne consegue che la forma del rilievo terrestre è in continua evoluzione essendo il risultato dell’interazione e della costante competizione tra processi tettonici e processi esogeni [10]. A prescindere dal processo di modellamento, le forme del rilievo, in quanto versanti, possono quindi assumere le sembianze di una delle figure geometriche prima descritte (superfici planari o curve), riducendosi quindi a pochi tipi. Questo problema di convergenza morfologica [11] crea non poche difficoltà nel distinguere forme del rilievo dall’aspetto analogo ma dai meccanismi genetici ed evolutivi differenti.

Prendendo spunto dalla forma del rilievo terrestre, gli obiettivi della presente relazione sono di ricostruire le cause delle forme del rilievo in relazione alla scala di osservazione e, facendo riferimento al problema della convergenza morfologica, di mostrare come forme del rilievo collegate a processi di modellamento profondamente diversi, possano assumere lo stesso aspetto geometrico.

2. Le cause della forma del rilievo terrestre: i processi di modellamento e la loro dinamica

I processi di modellamento della superficie terrestre, o processi geomorfologici, sono anche definiti: processi morfogenetici, in quanto generano forme del rilievo; oppure processi morfodinamici, in quanto tendono a modificare inesorabilmente tutte le forme del rilievo via via prodotte.

I processi morfogenetici più significativi sono: la tettonica, che si manifesta attraverso il movimento (e la conseguente deformazione) della crosta terrestre, la cui dinamica è in qualche modo alimentata dalle differenze termiche dell'interno della Terra e dalla rotazione terrestre; i processi vulcanici, che si esplicano grazie alle eruzioni di lava e di materiali di origine più o meno profonda; i processi idrici, che si sviluppano tramite lo scorrimento delle acque correnti superficiali incanalate (processi fluviali) o mediante lo scorrimento delle acque correnti superficiali "selvagge" (processi di dilavamento); i processi costieri, che si manifestano grazie alle escursioni di marea, al moto ondoso e alle correnti marine sottocosta; i processi glaciali e periglaciali, che si esplicano attraverso il movimento, rispettivamente, dei ghiacciai e del ghiaccio sotterraneo (permafrost); i processi franosi, che si manifestano tramite lo spostamento, dovuto alla gravità, di roccia o detrito lungo i versanti; i processi eolici, che si innescano grazie all'azione del vento; i processi carsici, che si sviluppano a seguito di fenomeni di soluzione delle rocce solubili e di fenomeni di precipitazione di sali da soluzioni sovrassature; i processi marini, che si esplicano essenzialmente per tramite delle correnti sottomarine e, più in generale, dei movimenti dell'acqua marina; i processi antropici, dovuti all'azione dell'uomo, attualmente responsabili delle modificazioni più repentine e profonde della superficie terrestre.

Relativamente ai processi esogeni, occorre sottolineare come il clima possa ora intensificare, ora inibire l'azione di un processo piuttosto che un altro (e.g., un clima arido-caldo favorisce lo sviluppo di processi eolici ma non può consentire l'azione di processi glaciali).

È altresì opportuno segnalare come l'azione dei processi morfogenetici sia favorita dai fenomeni di degradazione meteorica; questi fenomeni alterano e disgregano la roccia costituente i versanti, comportando la formazione di nuovi minerali

e di più piccoli frammenti detritici, "sciolti", che possono più facilmente essere presi in carico e allontanati dagli agenti erosivi.

Per ciò che concerne la velocità di sviluppo/crescita delle forme del rilievo, da cui si evince l'efficacia dei processi morfogenetici, i valori medi sono generalmente compresi fra 1-2 mm/anno a 1-2 cm/anno, con velocità massime superiori a 1 m/s come, ad esempio, per le forme prodotte da frane rapidissime e, soprattutto, per le forme direttamente o indirettamente riconducibili all'attività dall'uomo. Naturalmente, le grandi forme si creeranno nell'arco di decine e decine di milioni di anni ma, per tempi altrettanto lunghi, tenderanno a mantenersi (e.g., rilievi continentali e bacini oceanici); mentre le micro-forme si produrranno nell'arco di poche ore ma, in altrettanto breve tempo, potranno essere distrutte (e.g., micro-vacuoli dovuti a soluzione/corrosione).

Da quanto appena esposto, si può notare come il "movimento" della litosfera, dell'idrosfera e dell'atmosfera sia alla base del modellamento della superficie terrestre; e come questo incessante movimento sia responsabile delle continue modificazioni della superficie terrestre, con la genesi ininterrotta di nuove forme del rilievo, a loro volta in continua trasformazione, a scapito di forme precedentemente prodotte.

Occorre infine sottolineare come il motore di tutto questo movimento sia da ricercare, in maniera diretta o indiretta, nella gravità, nella radiazione solare, nel calore interno della Terra e nella rotazione terrestre.

3. Le unità fondamentali della superficie terrestre: le forme del rilievo

Il rilievo terrestre deve la sua forma alla combinazione e all'incastro delle molteplici forme del rilievo che si rinvencono, senza soluzione di continuità, sulla superficie del nostro pianeta (Fig. 1). Le forme del rilievo rappresentano quindi le unità elementari della stessa superficie terrestre.

A seconda dei parametri considerati, le forme del rilievo possono essere suddivise in più tipologie.

Una prima suddivisione tiene conto del processo morfogenetico che le produce; in questo caso si possono identificare: forme tettoniche, forme vulcaniche, forme fluviali, forme di dilavamento, forme costiere, forme glaciali, forme periglaciali, forme di frana, forme eoliche, forme carsiche, forme marine e forme antropiche. Quando le forme del rilievo sono prodotte sempre dallo stesso processo che agisce anche in maniera discontinua nel tempo, durante più cicli (fasi morfogenetiche), si dicono forme policicliche o polifasiche. Quando sono il risultato di due o più processi morfogenetici, che contribuiscono alla loro origine in modo essenzialmente paritario, si indicano con il termine di forme poligeniche. Quando più processi morfogenetici si sviluppano selettivamente, smantellando più intensamente il rilievo

costituito da roccia più facilmente erodibile (roccia "tenera"; e.g., argillite) rispetto al rilievo impostato su roccia più resistente (roccia "dura"; e.g., calcare), oppure agendo con maggiore efficacia lungo discontinuità strutturali (e.g., lungo fratture, faglie, piani di stratificazione), le forme che si producono si dice che sono dovute ad erosione selettiva.

Ragionando in termini di genesi ed evoluzione, le forme del rilievo vengono distinte in: i) forme attive, quando il processo morfogenetico che le ha prodotte continua tuttora a modificarle (e.g., una falesia costiera, ovvero una costa rocciosa e ripida prodotta dal moto ondoso, lambita ancora dal mare); ii) forme inattive o abbandonate, quando il processo morfogenetico responsabile della loro origine non le elabora più (e.g., una falesia costiera che, in posizione arretrata rispetto all'attuale linea di costa per la recente formazione di una larga spiaggia ai suoi piedi, non può più essere raggiunta dal moto ondoso); iii) forme relitte, quando si tratta di antiche forme abbandonate la cui genesi risale a tempi geologici precedenti all'Olocene, ovvero anteriormente all'epoca geologica che stiamo attualmente vivendo, iniziata circa 11.700 anni fa (e.g., un'antica falesia costiera venutasi a trovare, per movimenti di sollevamento tettonico, a quote molto più elevate rispetto all'attuale livello marino e in aree interne molto lontane dal mare).

Considerando i meccanismi genetici con cui i processi morfogenetici si manifestano, si possono riconoscere: i) forme di erosione (e.g., valli fluviali), che si producono in quelle aree dove i processi morfogenetici tendono a smantellare (denudare) il rilievo, producendo un progressivo abbassamento delle alture; ii) forme di accumulo (e.g., dune eoliche), che si generano laddove i processi morfogenetici si manifestano con meccanismi di deposizione, contribuendo alla costruzione di nuovo rilievo.

Sulla base della scala di osservazione, Salisbury [12] ha suddiviso le forme del rilievo in forme di primo, secondo e terzo ordine. Le forme di primo ordine, le più grandi in assoluto, si osservano a piccolissima scala e sono i rilievi continentali e i bacini oceanici; le forme di secondo ordine, sempre di dimensioni molto grandi, si riconoscono a piccola scala all'interno dei rilievi continentali (e.g., catene montuose) e dei bacini oceanici (e.g., dorsali medio-oceaniche); le forme di terzo ordine, di dimensioni molto più piccole, si osservano a media, grande e grandissima scala, all'interno delle forme di secondo ordine (e.g., valli glaciali, canyon sottomarini).

Le forme del rilievo, in quanto versanti, possono infine presentarsi come superfici piane, con esposizioni e inclinazioni specifiche, oppure come superfici curve, con tratti concavi o convessi. Ogni cambiamento nell'esposizione e nell'inclinazione di un versante planare e ogni passaggio da un versante di tipo planare ad uno

di tipo curvo, oppure da una concavità ad una convessità del rilievo (o viceversa), segna anche il passaggio a forme del rilievo diverse.

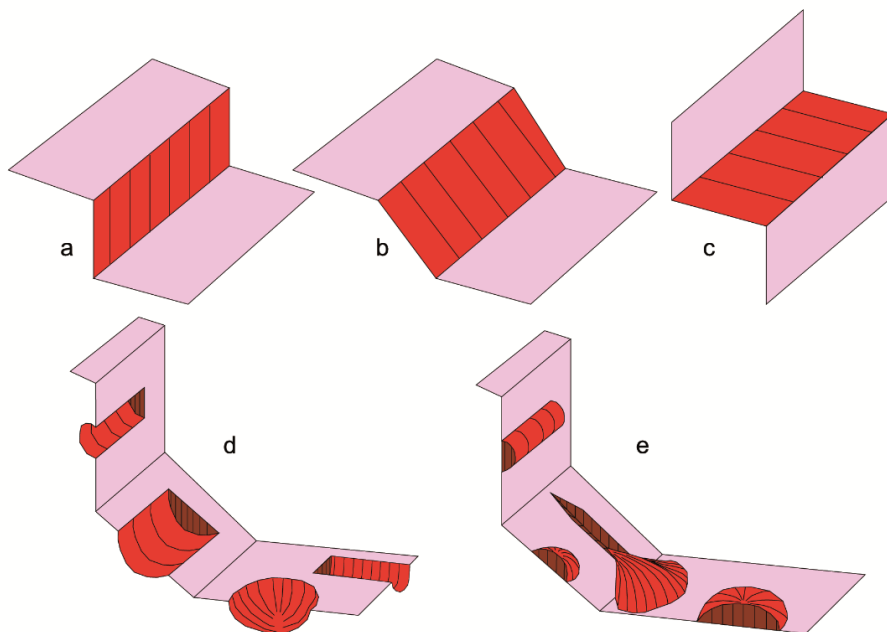


Figura 2. Modelli geometrici delle forme del rilievo di tipo semplice.

Sebbene siano numerosissime e sebbene siano prodotte da processi e da meccanismi profondamente differenti, le forme del rilievo tendono a convergere morfologicamente verso pochi tipi topografici (Fig. 2, 3). In particolare, le forme semplici (costituite da un singolo versante; Fig. 2), a prescindere dal processo che le produce, possono infatti assumere le sembianze di: scarpata (superficie piana verticale, sub-verticale o aggettante; Fig. 2a), pendio a media inclinazione (superficie piana obliqua; Fig. 2b), pianura (superficie piana orizzontale o sub-orizzontale; Fig. 2c), conca (superficie curva concava; Fig. 2d) o rilievo arrotondato (superficie curva convessa; Fig. 2e); le forme complesse (costituite dall'insieme di due o più versanti e, conseguentemente, dalla combinazione di due o più forme semplici; Fig. 3) possono assumere l'aspetto di: altura (insieme di versanti che convergono verso uno o più punti di quota maggiore; Fig. 3a, b, c), depressione topografica (insieme di versanti che convergono verso uno o più punti di quota inferiore; Fig. 3d, e, f) o rilievo articolato (insieme di diversi tipi di versanti semplici, variamente combinati; Fig. 3g, h).

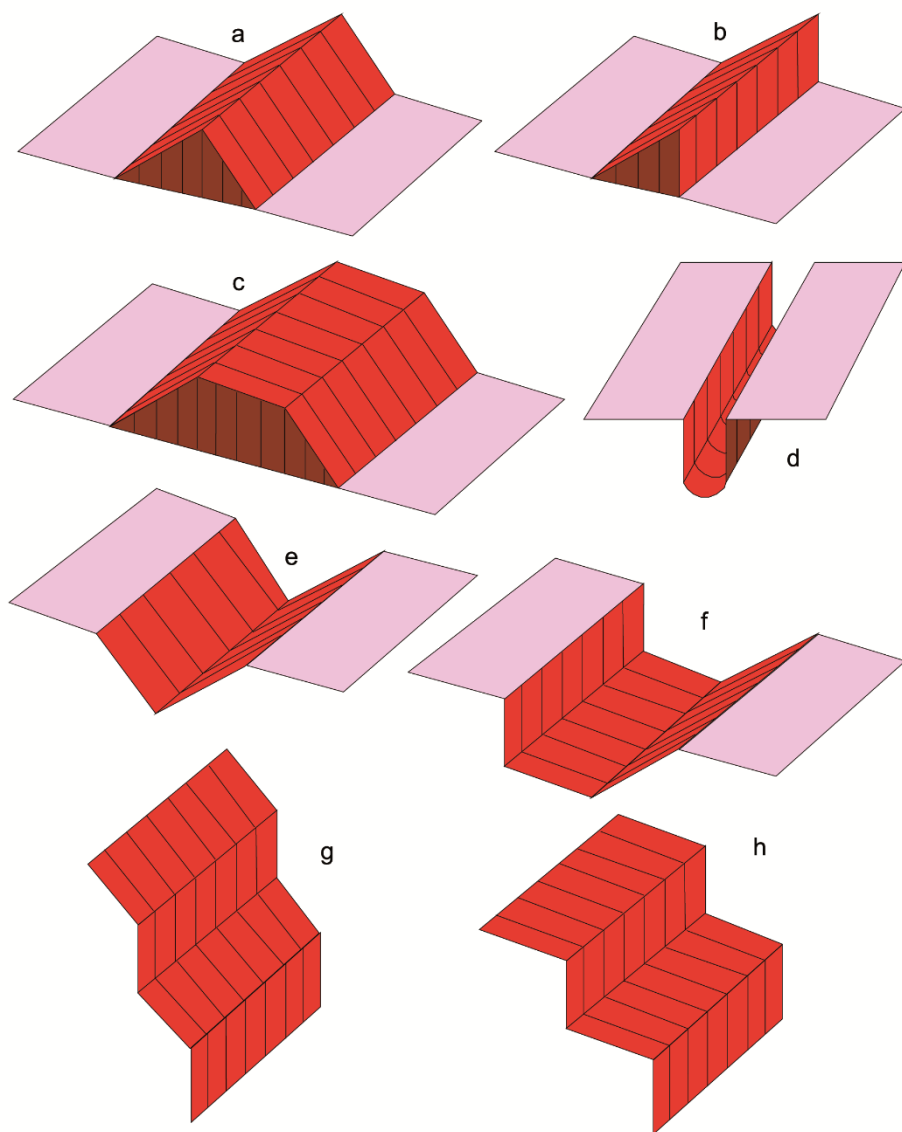


Figura 3. Esempi di modelli geometrici di forme del rilievo di tipo complesso.

4. Le forme del rilievo e la scala di osservazione

Se un ipotetico turista extraterrestre decidesse di scegliere la Terra come meta delle sue vacanze, perché attratto dall'incantevole colorazione del nostro pianeta blu, e si mettesse in cammino verso di noi con la sua navicella spaziale; e se, prima di arrivare a destinazione, spegnesse i motori della sua navicella, per una breve sosta sulla Luna; si accorgerebbe che ciò che da molto più lontano appariva come una sfera dalla superficie perfettamente liscia, è in realtà un insieme di grandissime superfici curve, a larghissimo raggio di curvatura, di tipo convesso (rilievi continentali) e concavo (bacini oceanici, questi ultimi sommersi dalle acque).

Rilievi continentali (Fig. 4a) e bacini oceanici (Fig. 4b), di dimensioni di migliaia di chilometri, sono le uniche forme del rilievo di primo ordine. Si tratta di forme tettoniche dovute alla dinamica crostale. I rilievi continentali hanno origine in corrispondenza di placche convergenti, con conseguenti processi di raccorciamento, inspessimento e sollevamento della crosta terrestre, che tendono a creare rilievo (altezza topografica); per analogia, è quello che succede se proviamo a comprimere un panetto di plastilina. I bacini oceanici si producono in corrispondenza di placche divergenti, dove si manifestano processi di espandimento, assottigliamento e subsidenza della crosta terrestre, che tendono a "distruggere" rilievo, sviluppandosi in profondità. Per analogia, è quello che succede se proviamo a stirare un panetto di plastilina. Il dislivello fra i rilievi continentali e i bacini oceanici è inoltre accentuato dalla differente composizione litologica di continenti e fondali oceanici: i continenti sono costituiti da rocce a composizione granitica, con densità media di circa $2,7 \text{ g/cm}^3$; i fondali oceanici sono formati da rocce a composizione basaltica, con densità media di circa 3 g/cm^3 . A causa della minore densità, la crosta continentale tende quindi a spostarsi verso l'alto; mentre la crosta oceanica, più densa, tende a spostarsi verso il basso.

Riprendendo il suo viaggio di avvicinamento verso la Terra, il nostro turista extraterrestre comincerebbe a notare che le grandi concavità e convessità apparentemente lisce, sono a loro volta il risultato della combinazione di superfici relativamente più piccole, ma sempre di grande dimensione (dell'ordine delle centinaia di chilometri), che cominciano ad assumere un aspetto planare: le forme del rilievo di secondo ordine. La maggior parte delle forme del rilievo di secondo ordine sono ancora una volta di origine tettonica e, fra queste, le più significative sono catene montuose (Fig. 4c), fosse oceaniche (Fig. 4d) e dorsali medio-oceaniche (Fig. 4e).

Le catene montuose sono formate da due lunghi versanti inclinati (superfici piane oblique) che convergono verso punti di quota maggiore, assumendo le sembianze di una lunghissima, stretta e alta dorsale montuosa che si erge dai continenti (e.g., Alpi, Himalaya).

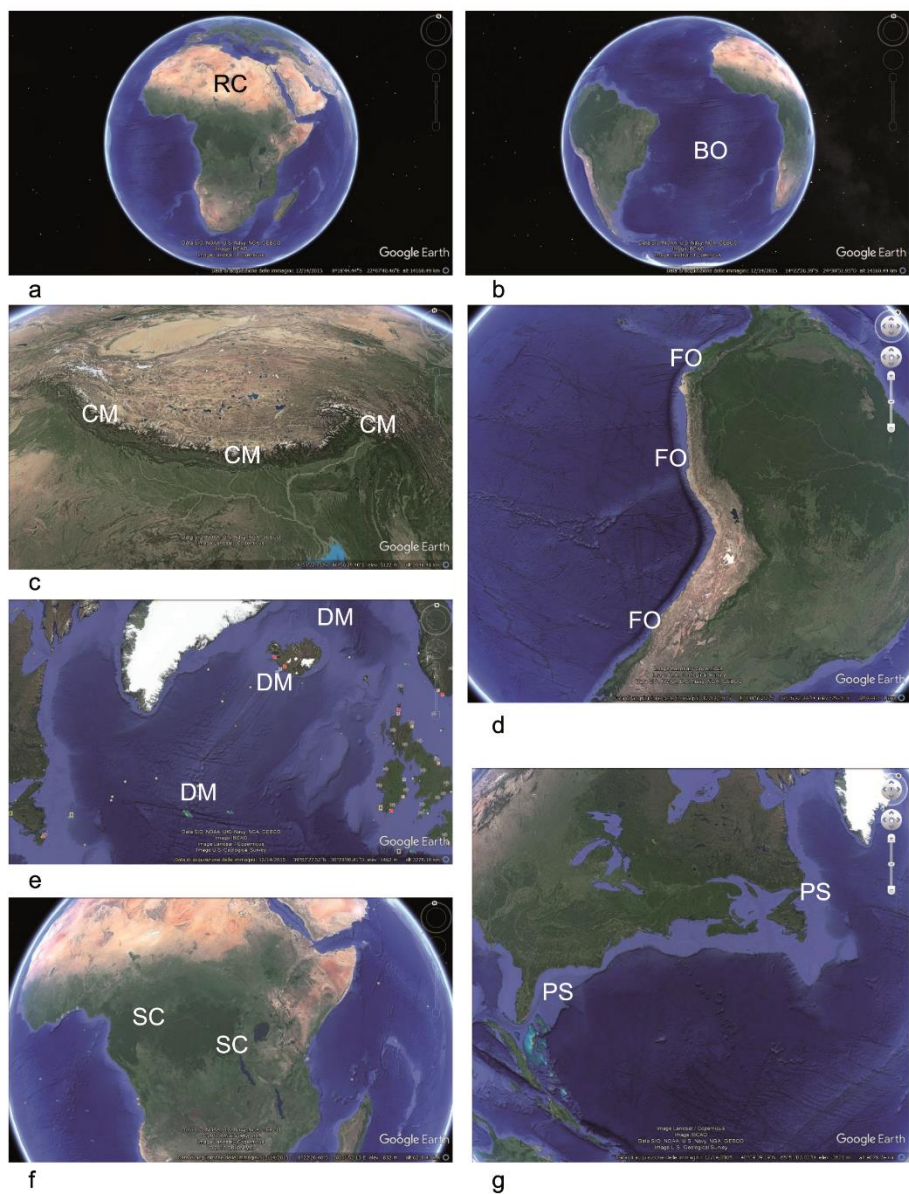


Figura 4. Forme di I e II ordine. RC rilievo continentale, BO bacino oceanico, CM catena montuosa, FO fossa oceanica, DM dorsale oceanica, SC scudo continentale, PS piattaforma e scarpata continentale.

Le catene si formano esattamente nella zona in cui si realizza lo scontro fra due placche continentali (zona di sutura, coincidente quindi con un limite fra due placche), dove si hanno le massime deformazioni della crosta e dove avviene il processo di "saldatura" fra le stesse due placche entrate in collisione.

Le fosse oceaniche sono costituite da due lunghi versanti fortemente inclinati che convergono verso punti di quota inferiore, che danno origine a lunghissime, strette e profondissime depressioni sottomarine (e.g., fossa delle Marianne). Queste depressioni solcano i bacini oceanici e si producono in quelle aree dove, a seguito della convergenza fra due placche, una delle due placche subduce (sprofonda) sotto l'altra e, inflettendosi al di sotto della placca obducente (sovrastante), ne determina l'origine.

Le dorsali medio-oceaniche sono formate da due versanti lunghissimi e debolmente inclinati, che convergono verso punti di quota maggiore, formando una dorsale montuosa sottomarina. Questa dorsale si eleva di qualche migliaio di metri dai fondali oceanici, talvolta fino ad emergere come nel caso dell'isola di Islanda. Le dorsali medio-oceaniche rappresentano un grande edificio vulcanico, a sviluppo lineare, che si rinviene, in modo più o meno continuo, nelle parti mediane di tutti i fondali oceanici. Questo edificio vulcanico è il prodotto dell'accumulo di grandi quantità di materiale lavico eruttato in corrispondenza del limite fra due placche divergenti. L'intensa attività vulcanica di queste aree è conseguenza delle continue lacerazioni della crosta oceanica, dovute ai continui sforzi di trazione prodotti dal processo di allontanamento delle due placche. Attraverso queste stesse lacerazioni (fratture) della crosta – le quali comportano una diminuzione delle pressioni nelle rocce sottostanti del mantello superiore (qui posto a poca profondità), il conseguente abbassamento della temperatura di fusione di queste rocce e la conseguente produzione di magma – si realizza infatti la risalita e la fuoriuscita di lava (magma degassato) dai fondali oceanici.

A questo punto, rimanendo sempre alla stessa distanza dalla Terra, il nostro turista extraterrestre noterebbe che, accanto alle forme di secondo ordine direttamente o indirettamente prodotte dalla tettonica, inizierebbero a comparire altre forme di secondo ordine dovute all'azione dei processi esogeni quali, ad esempio, scudi continentali (Fig. 4f) e piattaforme e scarpate continentali (Fig. 4g).

Gli scudi continentali sono vastissime superfici pianeggianti, a debolissimo raggio di curvatura (convessità appena accennate), situate all'interno dei rilievi continentali, in aree stabili da più di un centinaio di milioni di anni e lontanissime dalle zone attive dei limiti di placca. Si tratta di forme di erosione che sono il risultato dello smantellamento completo (spianamento) di antiche catene montuose di età pre-Mesozoica (realizzatesi prima di 250 milioni di anni fa), ad opera di più processi esogeni che hanno operato indisturbati per decine e decine di milioni di anni.

Lo spianamento delle antiche catene montuose è stato quindi possibile in un lunghissimo arco di tempo e solo a seguito della cessazione dei movimenti di convergenza fra le placche e, di conseguenza, della cessazione di tutti i processi tettonici tendenti a creare rilievo.

Le piattaforme (aree sottomarine più interne, adiacenti ai continenti) e le scarpate continentali (aree sottomarine immediatamente più esterne, passanti verso il largo alle piane sottomarine) sono superfici sub-pianeggianti a debolissima inclinazione verso mare (con valori medi inferiori a 1° per le piattaforme, di circa 4° per le scarpate), che rappresentano la prosecuzione sottomarina dei continenti, collegando questi ultimi alle piane abissali. Si tratta di grandi forme di accumulo che devono la loro origine a processi marini di deposizione conseguenti alle grandi quantità di materiali portate a mare dai fiumi, a loro volta derivanti dallo smantellamento delle aree continentali emerse.

Dopo queste osservazioni, il nostro ospite extraterrestre dedurrebbe che: laddove la tettonica tende a creare rilievo (nei continenti), i processi esogeni tendono a distruggerlo con l'innescio di processi erosivi (negli scudi); laddove la tettonica tende a creare profondità (oceani), i processi esogeni tendono a colmarla con lo sviluppo di processi deposizionali (nelle piattaforme e scarpate continentali). In realtà, continuando nel suo percorso di avvicinamento, il turista alieno comincerebbe a scoprire anche le forme del rilievo più piccole (di terzo ordine) e, fra queste forme, potrebbe constatare che: fra tante e grandi forme di erosione, nei continenti esistono anche piccole forme di accumulo (e.g., dune eoliche); fra tante e grandi forme di accumulo, nei bacini oceanici esistono anche piccole forme di erosione (e.g., canyon sottomarini). Queste ulteriori osservazioni lo porterebbero quindi a sostenere che: i continenti, sia pure in un contesto di generale erosione, sono localmente interessati da processi di accumulo che creano piccoli rilievi; i fondali oceanici, sia pure in un contesto di generale deposizione, sono localmente interessati da processi di erosione che distruggono parzialmente gli accumuli sedimentari.

Ma procedendo con ordine, nella sua rotta di avvicinamento al nostro pianeta e fino all'atterraggio sul suolo terrestre, l'ormai famoso viaggiatore extraterrestre si accorgerebbe che le grandi superfici delle forme del rilievo di secondo ordine, apparentemente lisce e uniformi, sono a loro volta costituite da un insieme di superfici più piccole (forme del rilievo di terzo ordine). Inoltre si renderebbe conto che, osservando il rilievo ad un dettaglio sempre più grande, le forme del rilievo di terzo ordine, di dimensione maggiore (dell'ordine della decina di chilometri) e dalla superficie apparentemente liscia, sono a loro volta costituite dall'insieme di versanti sempre più piccoli; fino ad arrivare ad una scala micrometrica. Portando un esempio, se il nostro esploratore alieno avesse come meta una località delle Alpi (Fig.

5), durante il suo viaggio egli avrebbe via via osservato il rilievo continentale europeo (forma di primo ordine), la catena montuosa alpina (forma di secondo ordine; Fig. 5a) e, in successione, forme del rilievo di terzo ordine via via più piccole: valli fluviali e glaciali che dissecano la catena (Fig. 5b); strette pianure alluvionali lungo i fondovalle (Fig. 5c); concavità lungo i versanti vallivi (dovuti a distacco di materiale franato) e, ai loro piedi, piccole convessità (dovute all'accumulo del materiale franato; Fig. 5d); piccoli rivoli e solchi incisi, dalle acque ruscellanti, sulle superfici delle precedenti concavità e convessità; un taglio stradale prodotto dall'uomo, alto pochi metri, che attraversa le aree in frana; sporgenze (su livelli di roccia dura, più "resistente") e incavature (su livelli di roccia tenera, più "facilmente erodibile"), di dimensione centimetrica e decimetrica, prodottesi per erosione selettiva lungo il taglio stradale; rilievi e conche di dimensione millimetrica e micrometrica, prodotte dalla degradazione meteorica e dal distacco dei frammenti detritici avvenuti lungo le superfici delle sporgenze e delle incavature.

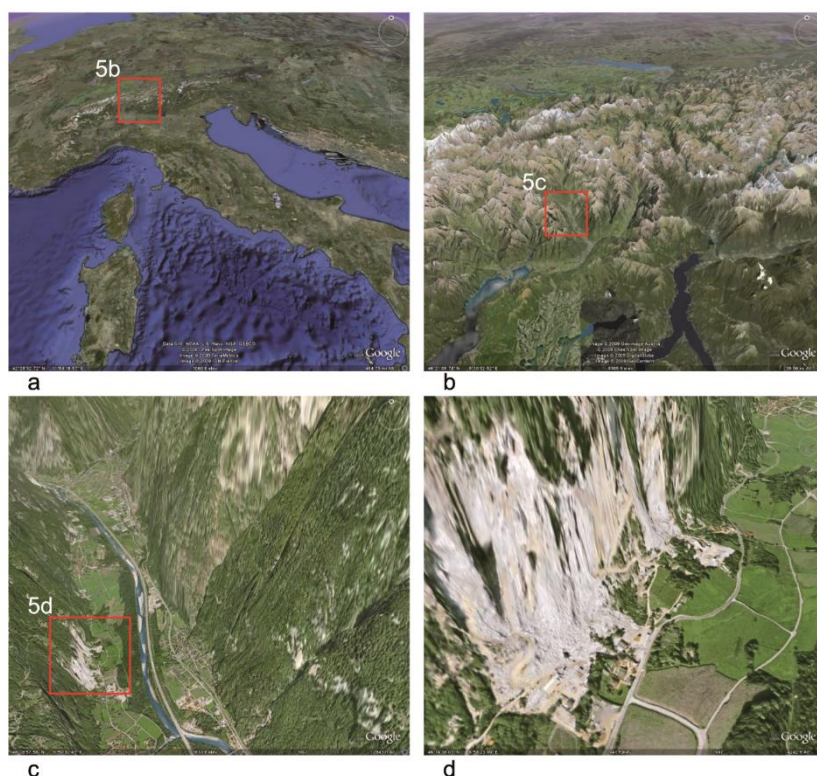


Figura 5. Grandi e piccole forme del rilievo di III ordine.

Alla fine del suo viaggio, il turista extraterrestre, oltre ad avere scoperto che la forma del rilievo terrestre è data dall'insieme di tanti piccolissimi versanti che, incastrandosi fra di loro, danno origine a versanti via via più grandi; avrebbe anche realizzato che, passando dalle forme del rilievo più grandi alle forme del rilievo più piccole: 1) diminuisce il ruolo della tettonica nella genesi delle forme del rilievo e aumenta quello dei processi esogeni; 2) il ruolo dell'erosione selettiva diventa significativo nelle piccole forme dell'ordine metrico-centimetrico; 3) i processi di degradazione delle rocce acquisiscono una grande importanza a scala millimetrica e micrometrica.

5. Le forme del rilievo di terzo ordine e il problema della convergenza morfologica

Come precedentemente esposto, le forme del rilievo di terzo ordine (Fig. 6, 7) sono essenzialmente prodotte da processi esogeni di varia natura e tendono ad assumere uno degli aspetti geometrici riportati nelle Figure 2, 3. Si descrivono adesso alcuni casi significativi di convergenza morfologica di forme semplici del terzo ordine, tenendo conto che le forme complesse derivano dalla combinazione di due o più forme semplici.

5.1 Forme del rilievo di tipo planare, a sviluppo verticale

Le forme del rilievo che assumono l'aspetto di una superficie piana a sviluppo verticale (scarpata; Fig. 2a) sono prodotte da differenti meccanismi genetici di tipo essenzialmente erosivo.

Uno dei più comuni è lo scalzamento basale operato, al piede dei versanti, da un qualsiasi agente geomorfologico (Fig. 8). In questo caso, l'erosione al piede di un versante tende a produrre un incavo, creando condizioni di instabilità e, conseguentemente, inducendo processi di crollo nello stesso versante per la mancanza di un sostegno basale.

Nel momento in cui si produrrà il primo crollo, alla base del pendio si creerà una piccola scarpata che, nel tempo, potrà accrescersi in altezza se il processo di scalzamento continuerà ad interessare il suo piede e se le condizioni topografiche lo consentiranno. Condizione necessaria affinché lo scalzamento prosegua nel tempo e affinché la scarpata possa mantenere la sua verticalità, è che i detriti prodotti dai frequenti crolli non rimangano e non si accumulino al piede della scarpata, proteggendola altrimenti da successive azioni di scalzamento; ma che questi detriti vengano prontamente rimossi dallo stesso agente geomorfologico, esponendo la stessa scarpata a costante erosione basale. Il processo per cui queste scarpate tendono a migrare nel tempo verso posizioni più interne, mantenendo la loro verticalità, prende il nome di arretramento parallelo dei versanti.



Figura 6. Esempi di forme del rilievo di tipo scarpata (a), pendio mediamente inclinato (b), pianura (c), concavità (d) e convessità (e).

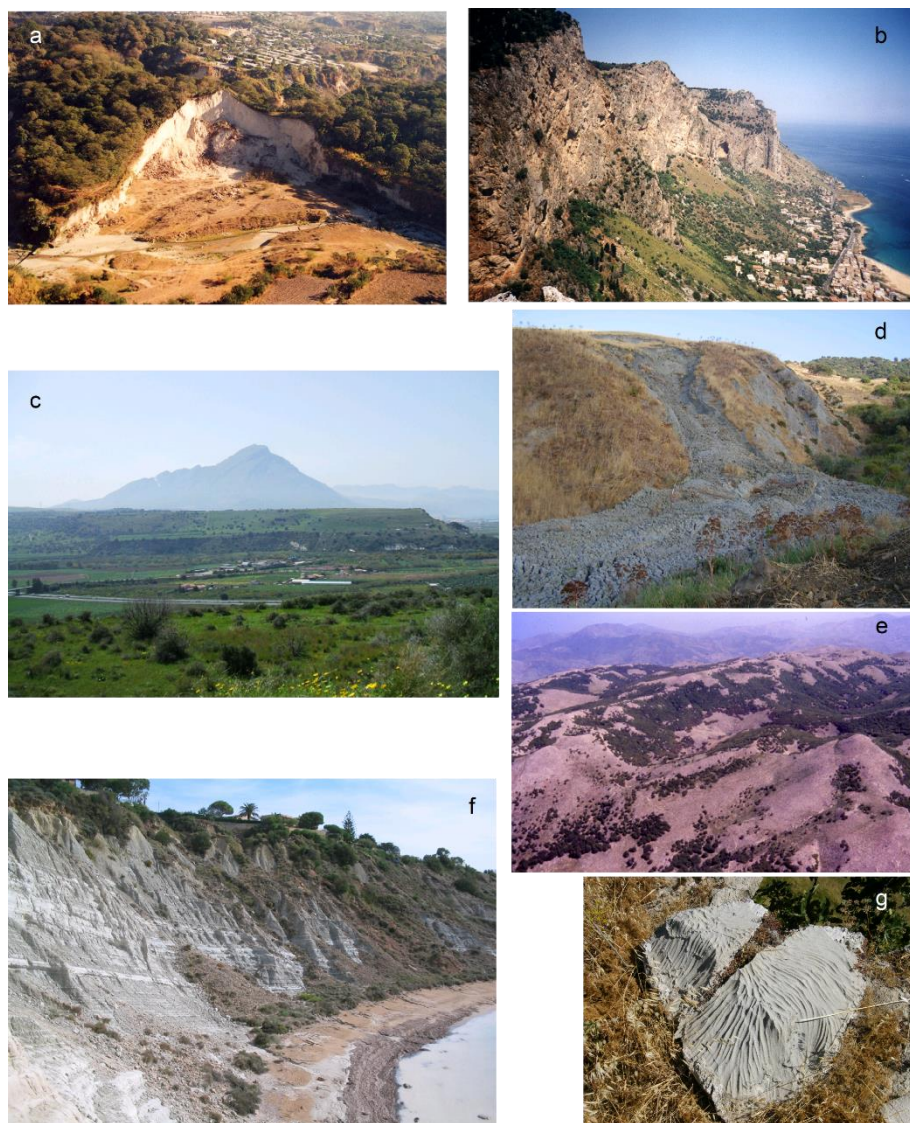


Figura 7. Esempi di forme del rilievo di tipo scarpata (a, f), pendio mediamente inclinato (b), pianura (c), concavità (d, e, f, g) e convessità (d, f).

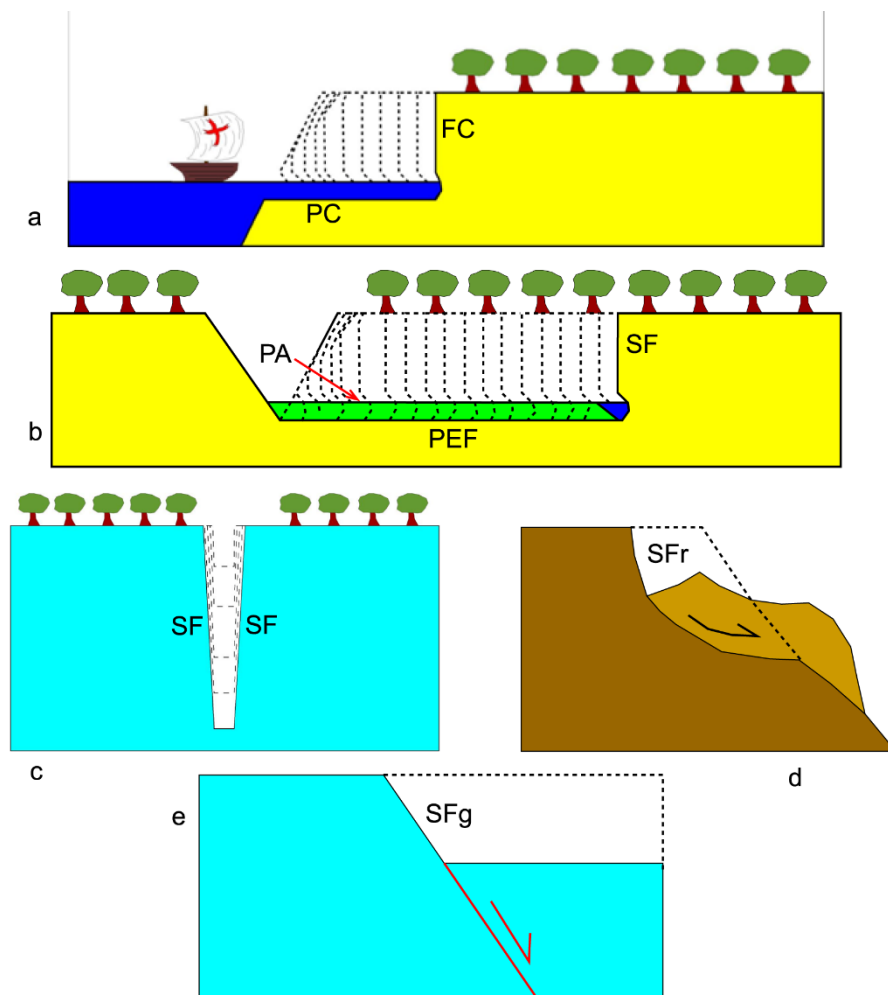


Figura 8. Meccanismi genetici di scarpate e pianure. FC falesia costiera, PC piattaforma costiera, SF scarpata di erosione fluviale, PEF piano di erosione fluviale, PA pianura alluvionale, SFR scarpata di frana, SFg scarpata di faglia.

A seconda dell'agente geomorfologico (o del processo morfodinamico) che produce lo scalzamento basale, le forme del rilievo di tipo scarpata che si creano prendono il nome di: i) falesie costiere (Fig. 6a, 8a), quando l'agente che scalza un pendio è il moto ondoso; ii) scarpate di erosione fluviale, quando si ha erosione di sponda (laterale) in un corso d'acqua (Fig. 7a, 8b); iii) scarpate di erosione selettiva, quando le pareti si creano su banconi di roccia più resistente sovrapposti a roccia

facilmente erodibile soggetta, rispetto ai banconi rocciosi sovrastanti, ad un più intenso smantellamento (Fig. 9e); iv) versanti di polje, quando si ha un processo di soluzione/corrosione marginale (processo carsico) lungo i fianchi di un polje (grande depressione carsica chiusa, con fondo pianeggiante e dimensioni chilometriche). In quest'ultimo caso, il processo di "scalzamento chimico" si produce ogni qualvolta, a seguito di forti precipitazioni meteoriche, il fondo del polje viene allagato.

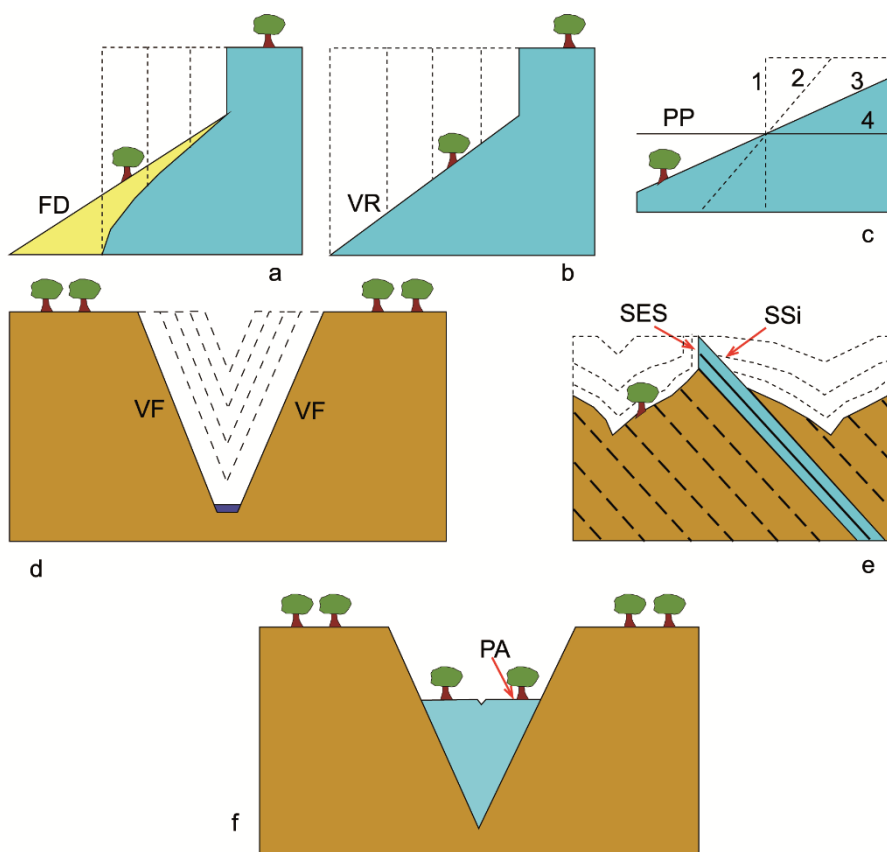


Figura 9. Meccanismi genetici di pendii a media inclinazione e di pianure. FD falda di detrito, VR versante in roccia, PP penepiano, VF versante fluviale, SES scarpata di erosione selettiva in roccia dura, SSi superficie strutturale inclinata, PA pianura alluvionale.

Un altro meccanismo che produce forme a sviluppo verticale è l'erosione di fondo (Fig. 8c). Quando l'erosione di fondo si manifesta lungo un fiume in approfondimento su un substrato di roccia dura (resistente), nel corso del tempo si vengono a creare due pendii fortemente inclinati che, come nel caso delle precedenti pareti prodotte da erosione laterale fluviale, vengono ancora una volta indicati con il termine di scarpate di erosione fluviale. Dall'unione delle due scarpate che marginano un fiume e del canale fluviale su cui scorre lo stesso fiume, si ottiene una forma complessa chiamata gola fluviale (valle stretta e profonda, con pareti ripide; Fig. 3d).

Anche il processo di distacco di masse rocciose o detritiche da un versante, prodotte da un movimento franoso, può lasciare, sul materiale rimasto in posto, un pendio fortemente inclinato che, in questo caso, prende il nome di scarpata di frana (Fig. 7a, 8d).

L'ultimo meccanismo qui trattato, responsabile della genesi di superfici planari a sviluppo verticale, è la fagliazione a blocchi. L'attivazione di una faglia che propaga il suo movimento fino in superficie, produce infatti una parete denominata scarpata di faglia (Fig. 8e).

5.2 Forme del rilievo di tipo planare, a sviluppo obliquo

Le forme del rilievo coincidenti con superfici piane a sviluppo obliquo (Fig. 2b) derivano, generalmente, dalla degradazione di preesistenti forme planari a sviluppo verticale. Qualsiasi versante fortemente inclinato, come le forme di tipo scarpata che abbiamo trattato nel precedente paragrafo, va inesorabilmente incontro a processi di degradazione (produzione e caduta di piccoli frammenti di detrito; distacco di masse rocciose più consistenti, per fenomeni franosi; allontanamento di materiale per processi di dilavamento, fluviali, eolici e altri ancora).

Quando una scarpata è soggetta a degradazione, possono verificarsi quattro casi (Fig. 9).

Nel primo caso, se il materiale detritico prodotto dalla degradazione viene allontanato da un agente basale che, al tempo stesso, esercita un'azione di scalzamento, si ha il modello dell'arretramento parallelo dei versanti e, a seconda dell'agente geomorfologico che "scalza", si creerà una delle forme planari a sviluppo verticale trattate all'inizio del paragrafo 5.1 (e.g., falesie costiere, scarpate di erosione fluviale; Fig. 8a, b). Non si creerà, quindi, un piano obliquo.

Nel secondo caso, se il materiale detritico non viene allontanato dal piede della scarpata e tende ad accumularsi alla base della stessa scarpata, si svilupperà una forma di deposito chiamata falda di detrito (Fig. 7b, 9a). La falda di detrito è una superficie planare di tipo obliquo, la cui inclinazione dipende dalla granulometria dei detriti che la sostengono (la sua inclinazione è, solitamente, di 30°-35°). Essa

coincide con il top geometrico a cui si dispone il materiale (detrito di falda) che via via si accumula ai piedi della scarpata. Se le condizioni al contorno (e.g., clima) non cambiano e l'alimentazione (produzione di detriti) è continua, una falda di detrito è destinata ad accrescersi di quota nel corso del tempo, sviluppandosi verso valle (avanzando il suo piede) e verso monte (arretrando e innalzando il suo apice). Il suo sviluppo verso monte tende inoltre a far indietreggiare l'originaria scarpata e a spingere verso l'alto il piede della stessa scarpata la quale, arretrando e diminuendo in altezza, è destinata a sparire del tutto. Il modello evolutivo di questi versanti è chiamato recessione ed è tipico dei climi aridi, semiaridi o con scarse precipitazioni, dove la vegetazione e il suolo non sono continui e la roccia può essere direttamente esposta ai processi di degradazione.

Nel terzo caso, se il materiale detritico viene prontamente allontanato dal piede di un versante ad opera di un agente geomorfologico che, però, non possiede un'energia necessaria per esercitare un'azione di scalzamento, allora dalla scarpata originaria tenderà a svilupparsi un versante in roccia a media inclinazione (superficie planare a sviluppo obliquo), secondo il modello della recessione (Fig. 9b). A differenza del caso precedente, in cui si aveva un pendio in detrito (falda di detrito) che spingeva verso l'alto l'originaria scarpata, in questo terzo caso si produce invece un pendio in roccia (forma di erosione) che tende a svilupparsi verso l'alto, mantenendo però il suo piede sempre nella stessa posizione (coincidente con il piede dell'originaria scarpata). Il valore di inclinazione di questi versanti dipende dal materiale roccioso su cui si impostano, variando da valori minimi di circa 12°-15° (e.g., versanti in argilla; Fig. 6b) a valori massimi di 50°-55° (e.g., versanti in rocce carbonatiche compatte). In ogni caso, la loro denominazione dipenderà dal nome della forma originaria, a cui si aggiungerà l'aggettivo "degradato" (e.g., falesia costiera degradata, scarpata di erosione fluviale degradata, scarpata di frana degradata). Occorre comunque sottolineare che, sia i versanti in detrito (falde di detrito) sia i versanti in roccia appena descritti, una volta raggiunte le loro inclinazioni "minime" (da 10°-15° a 50°-55°) tendono a divenire delle forme "stabili" nel tempo, fino a quando le condizioni al contorno non si modificheranno (cambiamenti ambientali dovuti a oscillazioni climatiche o a movimenti tettonici o ad altro).

Nel quarto caso si ha un processo di graduale diminuzione dell'inclinazione di una scarpata (Fig. 9c), tipico dei climi caldo-umidi, dove le rocce sono profondamente alterate e i processi pedogenetici molto avanzati. In queste condizioni si sviluppa uno spesso strato di suolo e di prodotti di alterazione che ricoprono le rocce del substrato. Questo strato, protetto dall'abbondante vegetazione tipica di questi climi, sarà soggetto a lentissimi movimenti del suolo che, nel tempo, tenderanno ad allontanare materiale dalle parti più alte dell'originaria scarpata e ad accumularle nelle parti più basse, determinando la graduale diminuzione della sua inclinazione.

A differenza dei modelli precedenti, dove i versanti si “stabilizzavano” a certe pendenze, il processo della diminuita inclinazione potrebbe, in teoria, continuare per milioni di anni, portando alla formazione di una spianata orizzontale (superficie planare a sviluppo orizzontale; vedi paragrafo 5.3). Questa evoluzione è possibile in quanto i materiali che costituiscono questi pendii (suoli e prodotti di alterazione), essendo poco coerenti e formati da granuli di dimensioni finissime, possono andare incontro a movimenti gravitativi, sia pure molto lenti, anche in situazioni di debolissima inclinazione dei versanti.

Anche l'interazione tra processi di erosione di fondo di un corso d'acqua e processi di degradazione dei versanti, può originare pendii a media inclinazione (Fig. 8d). Se il processo di approfondimento di un fiume avviene infatti in corrispondenza di rocce facilmente erodibili, l'azione fluviale da un lato tende a creare scarpate di erosione fluviale (e, complessivamente, una gola fluviale – vedi paragrafo 5.1); allo stesso tempo, i processi di degradazione tendono a smantellare le scarpate di erosione fluviale impostate in roccia “tenera” (poiché queste rocce non riescono a mantenere pendii verticalizzati), producendo dei versanti a minore inclinazione (versanti vallivi o versanti fluviali) e, complessivamente, una valle a V (forma fluviale complessa formata da due versanti vallivi che convergono verso il basso in un canale fluviale (Fig. 6b).

Oltre che versanti degradati, i pendii mediamente inclinati possono essere anche forme del rilievo “originarie” (non degradate). È il caso delle superfici strutturali inclinate. Queste forme del rilievo si originano quando strati inclinati di roccia dura, situati in profondità e ricoperti da rocce tenere, vengono esumati e portati a giorno dall'erosione selettiva che smantella più facilmente le coperture di roccia più erodibile, “risparmiando” i sottostanti strati di roccia dura. Si viene così a creare un versante coincidente con il top geometrico di un piano di stratificazione di roccia dura: la superficie strutturale inclinata (Fig. 9e).

5.3 Forme del rilievo di tipo planare, a sviluppo orizzontale

I meccanismi genetici che producono forme del rilievo planari a sviluppo orizzontale (Fig. 2c), possono essere di tipo erosionale e di tipo deposizionale.

Fra i meccanismi erosionali rientrano i processi di scalzamento basale responsabili della genesi di scarpate o versanti fortemente inclinati (vedi paragrafo 5.1). A seguito dei processi di arretramento parallelo cui vanno incontro queste scarpate, ai loro piedi viene a svilupparsi una pianura di erosione (superficie di spianamento) che, nel tempo, tende a divenire via via sempre più estesa (Fig. 8a, b). A seconda del processo morfogenetico responsabile dell'arretramento parallelo del versante, questa pianura erosionale può essere indicata come: piattaforma costiera (prodotta

dal moto ondoso; Fig. 6c), pianura fluviale di erosione laterale (prodotta dall'erosione laterale di un corso d'acqua) e spianata carsica (prodotta dalla soluzione/corrosione marginale carsica).

Il processo di arretramento parallelo dei versanti è tipico anche delle regioni a clima semi-arido. In questi contesti climatici, la mancanza di una continua copertura vegetale espone la roccia agli agenti atmosferici che la degradano fortemente, producendo notevoli quantità di frammenti detritici. Questi frammenti, non protetti dalla vegetazione, vengono facilmente asportati e allontanati dai versanti in quelle poche occasioni in cui si verificano le piogge. Una volta arrivate al suolo, le acque "selvagge" di origine piovana scorrono liberamente e, non trovando ostacoli nella vegetazione, acquisiscono grandi velocità: sono così in grado di ripulire i versanti dai frammenti detritici e di allontanare questo materiale dal loro piede, facendo arretrare i pendii parallelamente. Le superfici pianeggianti che vengono rilasciate ai piedi dei versanti a seguito di questi processi, prendono il nome di pediment (o glacis). Se questo processo di spianamento (pedimentazione) è molto spinto e, per demolizione dei rilievi montuosi, si arriva alla coalescenza di più pediment (processo di pediplanazione), si creerà una grande superficie sub-orizzontale di importanza regionale denominata pedipiano.

Nelle regioni con clima caldo-umido i versanti evolvono secondo il modello della diminuita inclinazione (vedi paragrafo 5.2; Fig. 9c). In questi contesti climatici e nel caso in cui si avesse una lunga stabilità climatica e tettonica di decine di milioni di anni, potrebbe crearsi una superficie di spianamento sub-orizzontale, indicata con il termine di peneplano, data dalla coalescenza di tutti i versanti diminuiti di inclinazione (processo di peneplanazione). Si tratta in realtà di una superficie di spianamento teorica in quanto lunghi periodi di stabilità tettonica e, soprattutto, climatica sono difficili da realizzarsi.

Altri piani a sviluppo orizzontale sono le superfici strutturali. Si tratta di forme prodotte dall'erosione selettiva, la cui genesi è analoga a quella che porta alla formazione di una superficie strutturale inclinata (vedi paragrafo 5.2; Fig. 9e). La differenza sta nel fatto che, stavolta, ad essere esumato e portato a giorno è uno strato tabulare (orizzontale) di roccia dura, privato (per erosione) della sua copertura di roccia tenera.

Fra le forme pianeggianti dovute a processi di accumulo vengono menzionate le spiagge, che si sviluppano lungo quei litorali dove la bassa energia dei processi costieri consente l'accumulo di depositi ciottolosi e/o sabbiosi, e le pianure alluvionali (Fig. 7c), la cui genesi può essere ricondotta a due differenti meccanismi: processi di sedimentazione che si ripetono alle stesse quote e che consistono nel rilascio di un livello sottilissimo (una decina di metri massimo) di detriti alluvionali, al di sopra di una pianura fluviale di erosione laterale (questa sedimentazione si

verifica in occasione di eventi di inondazione, conseguenti alle piene fluviali; Fig. 8b); oppure processi di forte riempimento delle valli fluviali (sovralluvionamenti), che tendono a far migrare verso l'alto il fondovalle grazie al continuo accumulo di materiale (in queste situazioni lo spessore dei depositi fluviali è di decine e decine di metri; Fig. 9f).

5.4 Forme del rilievo di tipo concavo

Le forme del rilievo coincidenti con superfici curve di tipo concavo (Fig. 2d), sono essenzialmente dovute a meccanismi erosionali o a processi di soluzione/corrosione delle rocce; esse possono svilupparsi lungo superfici planari a sviluppo verticale, obliquo o orizzontale.

Lungo le superfici planari di tipo scarpata e pendio mediamente inclinato (vedi, rispettivamente, paragrafi 5.1 e 5.2) e a seconda del processo morfogenetico responsabile della loro genesi, le depressioni concave più significative che possono prodursi sono: nicchie di frana (dovute al distacco di materiale a seguito di un movimento franoso); solchi del battente (incavati alla base di una falesia costiera e dovuti sia all'azione del moto ondoso e, laddove la falesia si imposta su rocce solubili, sia a processi di soluzione/corrosione; Fig. 6d); tafoni (dovuti alla forte degradazione di alcune rocce cristalline); rivoli, solchi di ruscellamento e calanchi (depressioni di tipo lineare, dovute a processi di incisione prodotti dallo scorrimento superficiale e selvaggio delle acque; Fig. 7f); scannellature carsiche (depressioni lineari centimetriche e decimetriche prodotte dal carsismo, che solcano piccolissimi versanti in rocce solubili; Fig. 7g).

Lungo le superfici planari di tipo pianura (vedi paragrafo 5.3) e a seconda del processo morfogenetico responsabile della loro genesi, le depressioni concave più significative che si producono sono: doline (Fig. 7e) e vaschette (depressioni carsiche di dimensione, rispettivamente, di 1-1000m e 0,1-1m); sinkhole (cavità da sprofondamento, il più delle volte prodotte dal crollo del soffitto di grotte sotterranee); marmitte di erosione marina o di erosione fluviale (cavità cilindriche a sviluppo verticale che si formano, rispettivamente, lungo le piattaforme costiere o il letto dei fiumi, a seguito dell'innescio di vortici turbolenti); conche di deflazione (aree depresse scavate dall'azione del vento); conche di sovraescavazione, prodotte dal movimento dei ghiacciai.

Tutti i tipi di versante possono infine essere solcati da canali (o alvei) fluviali, a sviluppo essenzialmente lineare, i quali si producono per processi di incisione lungo quelle linee dove si realizza lo scorrimento superficiale e incanalato delle acque. Processi di incisione legati a frane di colamento (flussi ad alta velocità costituiti da miscele di acqua e di fango e/o detriti) e a correnti sottomarine (in fondali sabbiosi

generalmente di spiaggia sommersa) generano forme simili chiamate, rispettivamente, canali (o alvei) di frana (Fig. 7d) e truogoli.

5.5 Forme del rilievo di tipo convesso

Le forme del rilievo coincidenti con superfici curve di tipo convesso (Fig. 2e), sono essenzialmente dovute a meccanismi deposizionali; esse possono svilupparsi prevalentemente lungo superfici planari a sviluppo orizzontale.

Qualsiasi flusso avente un moto turbolento (fiume, moto ondoso, vento) tende a creare forme di accumulo sabbioso le cui dimensioni variano da pochi centimetri fino a centinaia di metri. Le piccole forme, chiamate ripple (increspature), si producono per flussi a bassa turbolenza e consistono in una serie di piccole creste, a sviluppo rettilineo o più articolato, alte meno di 4 cm e distanziate fra di loro meno di 60 cm. Le dune (Fig. 6e) sono rilievi di maggiore dimensione (le dune eoliche arrivano fino a qualche centinaio di metri di altezza) dovuti a flussi molto turbolenti. Queste forme si producono su depositi sabbiosi costituenti letti fluviali, spiagge (sommerse ed emerse) e deserti.

Nel momento in cui un flusso, costretto in una stretta incisione, confluisce in una vasta area pianeggiante, tende a divagare, disperdendo la sua energia e, di conseguenza, rilasciando parte del materiale detritico prima trasportato. Si vengono così a creare delle forme di deposito convesse, la cui superficie assume le sembianze di un settore di cono che si apre verso la pianura (Fig. 2e). A seconda del processo che le produce, queste forme sono indicate con i termini di: coni (o conoidi) alluvionali, disposti allo sbocco di strette valli fluviali in pianure alluvionali, la cui genesi è riconducibile a processi fluviali; coni di deiezione (Fig. 7f), situati allo sbocco di rivoli, solchi e calanchi, la cui origine è imputabile a processi di dilavamento; coni di detrito, posti alla base di un canalone in parete rocciosa (luogo incavato a seguito di intensa produzione e conseguente distacco di detriti), il cui sviluppo è dovuto alla caduta di detrito; coni di frana, solitamente collocati alla fine di un canale di frana; coni sottomarini, situati allo sbocco di grandi canyon sottomarini o di più piccoli truogoli.

Anche la presenza di permafrost nel sottosuolo può essere responsabile di piccole collinette arrotondate, alte fino ad alcune decine di metri, prodotte dalle deformazioni del terreno a seguito dell'aumento di volume dell'acqua al passaggio dalla sua fase liquida alla sua fase solida. Questi piccoli rilievi sono: i pingo, collinette alte fino a 50 m, che si creano laddove il permafrost è continuo; le palsa, rilievi più piccoli alti fino a una decina di metri, che si formano dove il permafrost è discontinuo.

Un ultimo cenno va dedicato agli accumuli franosi, presenti prevalentemente su pendii inclinati, anche loro responsabili di superfici convesse (Fig. 7d).

6. Conclusioni

Le informazioni riportate in questa relazione hanno mostrato che la forma del rilievo terrestre può essere raffigurata come un grande mosaico le cui tessere sono costituite da versanti (superfici planari o curve), ovvero da forme del rilievo dovute a differenti processi di modellamento.

Complessivamente, le cause del modellamento della superficie terrestre sono state ricondotte all'interazione fra dinamica crostale, dinamica idrosferica e dinamica atmosferica; la perenne dinamicità di queste tre sfere è a sua volta responsabile della continua trasformazione del rilievo terrestre.

Andando a differenziare le forme del rilievo sulla base della scala di osservazione, è stato rimarcato come i grandissimi versanti (di dimensioni dell'ordine del migliaio di chilometri) costituenti le forme del rilievo di primo ordine, siano in realtà formati da versanti di dimensioni un po' più piccole (dell'ordine del centinaio di chilometri) costituenti le forme del rilievo di secondo ordine; e come questi ultimi siano a loro volta formati da versanti via via sempre più piccoli (dimensioni variabili da decine di chilometri fino all'ordine micrometrico), costituenti le forme del rilievo di terzo ordine.

Considerando i processi morfogenetici, è stato osservato come: le grandi forme del rilievo siano essenzialmente di origine tettonica, mentre le forme del rilievo più piccole siano essenzialmente dovute a processi esogeni; le forme di erosione tendano a prevalere sui rilievi continentali (smantellando parzialmente le alture), mentre le forme di accumulo tendano a prevalere negli ambienti sottomarini (colmando parzialmente le bassure).

Poiché le forme del rilievo sono state identificate come versanti, è stato possibile dedurre che ogni cambiamento nell'esposizione, nell'inclinazione o nella curvatura di un versante, segna il passaggio a forme del rilievo diverse. In particolare, i dati esposti hanno mostrato come le forme del rilievo semplici (costituite da un solo versante), dalla cui combinazione si ottengono forme del rilievo complesse (costituite da due o più versanti), possano essere ricondotte a cinque tipi principali: scarpate (superfici piane verticali), pendii variamente inclinati (superfici piane oblique), pianure (superfici piane orizzontali), conche (superfici curve concave) e rilievi arrotondati (superfici curve convesse). L'analisi qui condotta ha quindi mostrato come, qualunque processo di modellamento e qualunque meccanismo genetico si prenda in considerazione, le forme del rilievo semplici convergano sempre verso le cinque figure geometriche sopra enunciate.

Bibliografia

- [1] Federici, P. R., & Piacente, S. (1993). *Geografia Fisica*. Roma: Carrocci.
- [2] Marsh, W. M., & Kaufman, M. M. (2012). *Physical Geography. Great systems and global environments*. New York: Cambridge University Press.
- [3] Lupia Palmieri, E., & Parotto, M. (2014). *Il globo terrestre e la sua evoluzione*. Bologna: Zanichelli.
- [4] Bartolini, C., & Peccerillo, A. (2003). *I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di Geomorfologia Strutturale*. Bologna: Pitagora Editrice.
- [5] Pranzini, E. (2004). *La forma delle coste. Geomorfologia costiera, impatto antropico e difesa dei litorali*. Bologna: Zanichelli.
- [6] Panizza, M. (2014). *Geomorfologia*. Bologna: Pitagora Editrice.
- [7] Ciccacci, S. (2015). *Le forme del rilievo. Atlante illustrato di Geomorfologia*. Roma: Mondadori Università.
- [8] Dramis, F., & Ollier, C. (2016). *Genesi ed evoluzione del rilievo terrestre. Fondamenti di Geomorfologia*. Bologna: Pitagora Editrice.
- [9] Huggett, R. J. (2016). *Fundamentals of Geomorphology*. London & New York: Taylor & Francis Group.
- [10] Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2012). *Tectonic Geomorphology*. Oxford: Wiley Blackwell.
- [11] Castiglioni, G. B. (2004). *Geomorfologia*. Torino: UTET.
- [12] Salisbury, R. D. (1919). *Physiography*. New York: Henry Holt and Co.