

LIVIO TREVISAN (\*)

## LE CENGIE NEI VERSANTI IN CALCARI E DOLOMIE

ABSTRACT: TREVISAN L., *Step morphology in limestones and dolostones* (ITT ISSN 0084-0948, 1979). In the general problem of the slope morphology, the case of carbonatic rocks can be considered a simpler system than others, since in most areas erosion by surface water is negligible. Vertical cliffs are often interrupted by moderate slopes of varying size, with constant dips of about 30-35° (Richter slope). These gently dipping steps (in Italian *cengia*, from the Latin *cingula*, belt) are formed in horizontal strata of weaker rocks, and can join a dynamic equilibrium.

Analogous steps are often also present in omogeneous rocks, but their evolution is different: the steps, with the interposed cliffs, migrate with time towards the top of the slope. Their origin must be searched in pre-existing undulations in the profile of the slope, which can have various origins, connected with cliff-generating events: glacial erosion (U-shaped valleys), marine abrasion, variations in the relation between talweg deepening and slope recession.

Hence the steps can be considered as an heritage of past various morphogenetic events.

RIASSUNTO: TREVISAN L., *Le cengie nei versanti in calcari e dolomie* (IT ISSN 0084-0948, 1979). Nel quadro dei problemi dell'evoluzione delle forme dei versanti, il caso delle rocce carbonatiche può essere considerato un sistema più semplice di altri perché per certe aree l'erosione delle acque correnti è trascurabile. Le pareti ripide appaiono spesso interrotte da cinture (cengie) ora più ora meno larghe, con inclinazione costante intorno a 30-35° (pendio di Richter). Le cengie possono aver origine in strati orizzontali da intercalazioni di roccia meno coerente e possono raggiungere uno stato di equilibrio dinamico.

Altre cengie, simili, ma in roccia omogenea, derivano da primitive ondulazioni nel profilo del versante, di varia origine, connessa con eventi generatori di pareti ripide: modellamento glaciale, abrasione marina, variazioni del rapporto tra incisione del talweg e retrocessione dei versanti. Queste cengie, con le pareti interposte (crone) migrano nel tempo verso la sommità del versante e possono considerarsi come testimonianze di eventi di un passato ora più ora meno remoto.

TERMINI-CHIAVE: Geomorfologia - versante - calcari e dolomie.

### 1. INTRODUZIONE

I versanti modellati a gradini sono frequenti specialmente quando la stratificazione della roccia è pressoché orizzontale. I gradini hanno un'evidenza particolare quando sono formati da pareti di roccia verticali o quasi, alternanti con tratti sensibilmente meno inclinati e senza superfici curve di raccordo. Calcari e dolomie sono le rocce nelle quali le pareti verticali sono frequenti e possono avere altezze anche di qualche centinaio di metri.

Le figure 1, 2 e 3 mostrano esempi di versanti in rocce carbonatiche, nei quali pareti subverticali nude alternano con *cengie* più o meno estese. Il termine *cengia* appartiene al linguaggio degli alpinisti ed esprime una fascia con pendenza relativamente piccola, compresa tra due pareti verticali.

Per indicare una parete verticale compresa tra pendii più dolci userò il termine *crona* del vecchio dialetto trentino.

La parola *crona* ha probabilmente la stessa radice di *croda*, usato dagli alpinisti e frequente nella toponomastica alpina, e che è termine euganeo pre-latino. Per forme simili vari autori di lingua inglese usano *free face*, che TRICART & CAILLEUX (1969) hanno tradotto in francese con *facette nue*. Il termine *crona* però è meno generico, perché designa una parete subverticale nuda, limitata in basso e in alto da due superfici molto meno inclinate e senza forme curve di raccordo.

Nel Trentino le carte topografiche riportano diversi « Monte Corona » e tutti hanno come carattere comune una vistosa parete compresa tra due pendii molto minori e coperti di vegetazione. Sono tipicamente così conformati i due versanti dell'Adige attorno al paese di Mezzocorona. È da ritenere che l'antico termine dialettale *crona* sia stato trasformato in *corona* per assonanza.

Nelle rocce carbonatiche le forme più tipiche riguardano le aree pianeggianti oppure i versanti molto ripidi. Nelle prime sono caratteristiche le forme legate al carsismo; nei versanti ripidi dominano le forme angolose legate alla disgregazione meccanica. Nelle aree con pendenze intermedie, in clima umido la roccia è coperta da suoli con vegetazione; le forme sono generalmente arrotondate ed evolvono in modo simile a quanto avviene in rocce di composizione diversa.

I versanti possono essere considerati sistemi aperti: sistemi nel senso che, in ogni area considerata, i processi morfogenetici dipendono da interazioni di numerosi fattori; aperti perché consumano energia per mantenere un certo equilibrio. Un versante ripido in rocce carbonatiche è un sistema più semplice che nel caso di altri tipi di roccia perché, almeno in certe aree, il fattore della corra-

(\*) Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Pisa e Centro di Studi per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino (C.N.R.).

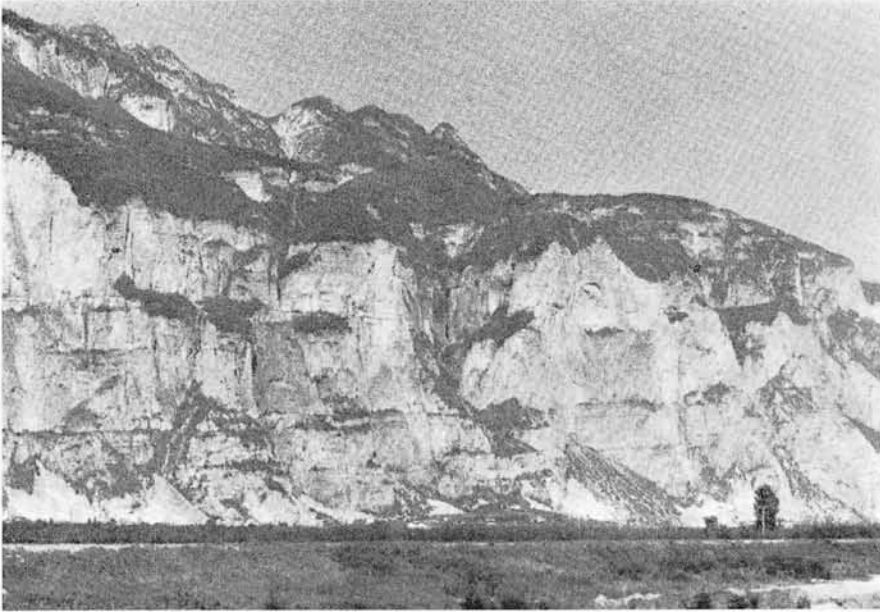


FIG. 1 - Versante in dolomie dell'Anisico e del Ladinico, in destra dell'Adige fra Trento e Bolzano, presso Roveré della Luna.

FIG. 2 - Versante in dolomie e calcari in destra dell'Adige fra Trento e Bolzano, presso Cortaccia e Termeno.

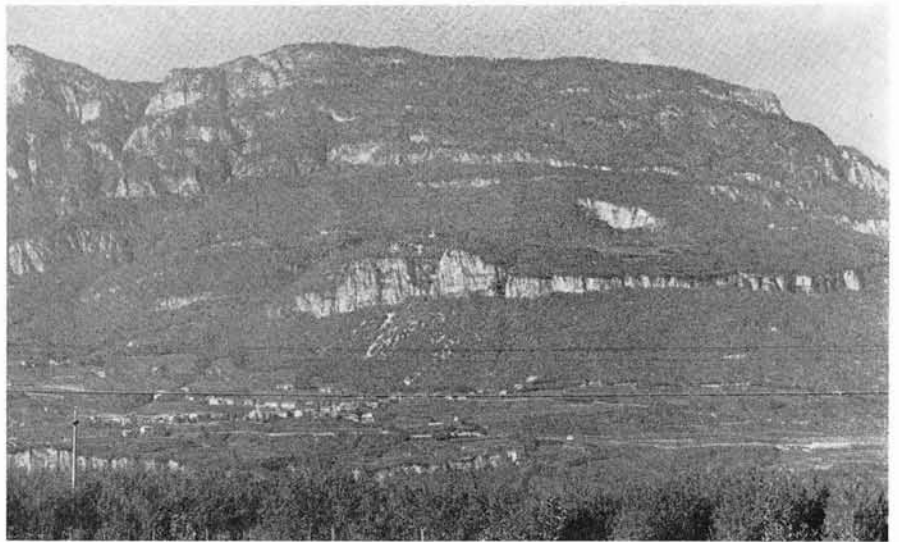


FIG. 3 - Versante in dolomia a Sud di Trento, presso Calliano.

sione per acque superficiali rimane escluso o reso trascurabile a causa del carsismo. Altro carattere delle rocce carbonatiche è la loro inalterabilità in superficie; si può dire che l'unica azione chimica di interesse morfologico è la dissoluzione, che è molto lenta rispetto alle azioni meccaniche. Le pareti di roccia carbonatica coerente e nuda sono soggette a distacco di frammenti per sbalzi di temperatura, per cicli gelo-disgelo, per fessurazione parallela alla superficie esposta, conseguente alla diminuzione della pressione di carico (*unloading*). Occasionalmente una parete può retrocedere per frana. In queste condizioni, salvo il caso delle frane, si ammette che una parete verticale arretri parallelamente a se stessa.

## 2. DIVERSI TIPI DI CENGIE

Un versante composto di rocce diverse per coesione e composizione è spesso modellato a gradini, più regolari quando la giacitura degli strati è orizzontale o quasi. Questa è una nozione banale, ed è noto pure che questo aspetto è più accentuato in clima arido e in generale dove mancano i suoli. Se i tipi di rocce affioranti in un versante sono numerosi, lo studio dell'evoluzione risulta molto complicato. Conviene pertanto considerare un modello semplice tra i molti casi esistenti in natura: un sistema costituito da due tipi di roccia, dove quella meno coerente giace come intercalazione orizzontale nell'altra. Anche in questo caso è preferibile considerare le rocce carbonatiche per escludere al massimo le complicazioni dovute a corrosione per acque superficiali. Non è necessaria una diversità di tipo litologico; è sufficiente un pacco di strati più sottili o più fessurati. La fig. 1 ne mostra un esempio.

Se è accettabile la proposizione che ogni intercalazione di roccia meno coerente o più alterabile appare in forma di cengia, non lo è altrettanto l'inversa, cioè che ogni cengia sia così condizionata. Esistono cengie che interrompono pareti di roccia omogenea, e di queste tratterà il paragrafo 4.

Nelle cengie tipiche la roccia appare coperta da un velo molto tenue e discontinuo di detrito. La pendenza è molto vicina a quella dell'angolo di riposo del detrito e corrisponde a quella del « pendio o versante di Richter » (BAKKER & LE HEUX, 1952; BIROT, 1959; 1966). Altri nomi: *denudational slope* (BAKKER & LE HEUX, 1952), *erosional slope* o *talus slope* (STRAHLER, 1950), *boulder controlled slope* (BRYAN, 1925), *sub-talus slope* (KOONS, 1955). I valori estremi, tra i quali, secondo diversi autori, può variare tale angolo, sono 20° e 45°; ma tutti sono d'accordo nell'affermare che la maggior frequenza è compresa fra 28° e 35°. Nelle rocce carbonatiche il valore si aggira su 30°-32°.

Nelle figg. 1 e 2 cengie e crone sono rettilinee per tratti notevoli; nella fig. 3 spiccano rientranze arrotondate quasi in forma di circhi. Queste concavità, senza tracce di erosione lineare sul fondo, possono essere interpretate come dovute a retrocessione del versante concentrica attorno a canali primitivi, secondo lo schema della fig. 4.

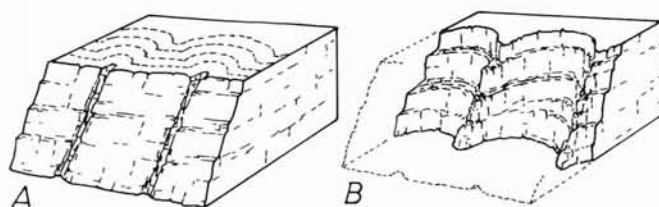


FIG. 4 - A esprime la situazione assunta come iniziale: le linee tratteggiate indicano come arreterà il versante: concentricamente attorno a primitivi solchi. B è l'aspetto risultante: un versante modellato a concavità arrotondate.

## 3. CENGIE IN ROCCIA PIÙ DEGRADABILE DI QUELLA DELLE PARTI

Questo argomento è stato in parte trattato da BRACCIO, CINQUE & SGROSSO, in una nota in corso di pubblicazione, a proposito di « livelli più gelivi in seno all'assise carbonatica ».

Il modello della fig. 5 può esprimere la formazione di una cengia, assumendo come situazione iniziale una parete subverticale senza discontinuità.

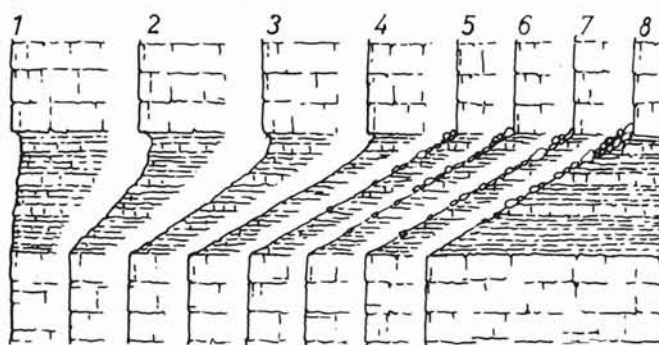


FIG. 5 - Schema di evoluzione di una cengia corrispondente a una intercalazione di roccia meno coerente o più alterabile. I profili rappresentano i successivi aspetti dopo uguali intervalli di tempo.

Nel modello si considera costante la velocità di retrocessione della parete inferiore. Nella fascia di strati meno coerenti (o più degradabili) il distacco e caduta dei frammenti è più rapido e tende a creare uno strapiombo, che sottrae appoggio alla parete superiore. Questa pertanto retrocede con velocità maggiore di quella della parete inferiore, innescando così la formazione della cengia, che tende ad allargarsi. Questo processo ha però una durata limitata, come mostrano i profili 1-4 nella figura. Col profilo 5 l'inclinazione è vicina a quella dell'angolo di riposo del detrito e da questo momento cessa lo scalzamento della parete superiore. La velocità di denudamento e di retrocessione nella cengia scende a un valore inferiore a quella delle pareti. L'angolo di riposo è quello che compete all'insieme del detrito proveniente dalla cengia e di quello proveniente dalla parete superiore. Questo, con la sua presenza, rallenta ulteriormente la degradazione della roccia in posto, e così la cengia assume il pendio di Richter. Raggiunto questo profilo, se non entrano nel sistema altri fattori, le due pareti retrocedono con uguale velocità, e la cengia arretra perché viene troncata alla sua base dall'arretramento del-

la parete inferiore. Il sistema entra così in una fase di equilibrio dinamico, come mostrano i profili da 5 a 8 nella fig. 5: l'insieme cengia-pareti retrocede parallelamente a se stesso.

La larghezza della cengia  $L$  dipende dall'angolo di inclinazione  $\alpha$ , dallo spessore  $S$  dell'intercalazione meno coerente, secondo la formula  $L = S \cotg \alpha$ . In pratica, poiché l'angolo  $\alpha$  varia molto poco e corrisponde a una scarpa di circa 2 su 3 (corrispondente a un'inclinazione di  $33^\circ-34^\circ$ ), si può dire che una cengia in equilibrio è larga una volta e mezza lo spessore della roccia nella quale è incisa.

Come esempio di questo modello si può ricordare la celebre cengia che conferisce una fisionomia caratteristica al Gruppo di Sella nella regione dolomitica (fig. 6).

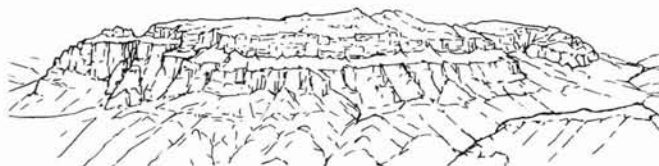


Fig. 6 - Il Gruppo di Sella visto dalla Marmolada (da Sud).

La cengia corrisponde agli « Strati di Raibl », che sono calcari a strati sottili e marne, sovrastanti alla dolomia dello Schlern (Ladinico e Carnico inferiore) e sottostanti alla « Dolomia Principale » del Norico. La cengia si sviluppa in tutti i versanti del gruppo con larghezza pressoché costante e per una lunghezza di 23 km. La fotografia della fig. 7 ne mostra l'aspetto in un tratto del versante occidentale.



Fig. 7 - Il Piz Ciavaces nel Gruppo di Sella (Trentino). La cengia è solo in parte coperta da detrito.

Sul modello della fig. 5 si può svolgere qualche altra considerazione. Il sistema viene a trovarsi in equilibrio dinamico ammettendo che, dallo stadio del profilo 5 in poi le due pareti retrocedano con velocità uguale, essendo entrambe in roccia di ugual comportamento di fronte agli agenti climatici. Questi ultimi però possono variare con l'altitudine: per esempio la gelifrazione può essere più intensa nella parete superiore. Per il poco che si sa sull'argomento, risulterebbe che nelle Alpi occidentali il massimo numero annuo di cicli gelo-disgelo si

verifica intorno all'altitudine di 2000 metri (PINNA, 1964).

Nel caso in cui la parete superiore, per fattori esterni o per proprietà della roccia, sia soggetta ad arretramento più rapido della parete inferiore, si può ritenere che la cengia si allarghi, conservando circa la stessa pendenza, secondo il modello della fig. 8.

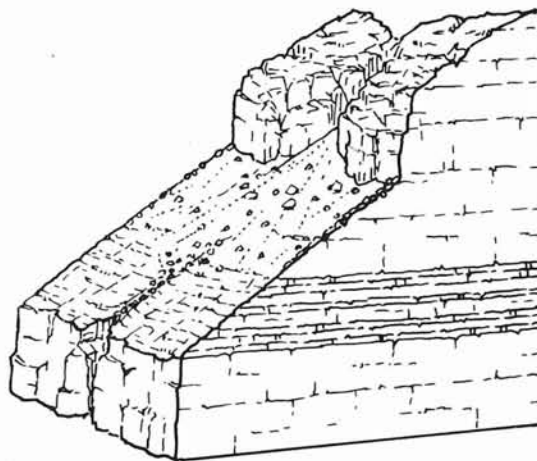


Fig. 8 - Modello di cengia originatasi da una intercalazione di roccia meno coerente, nel caso in cui la velocità di retrocessione della parete superiore prevalga su quella della parete inferiore.

Se invece la parete inferiore è scalzata alla sua base da un corso d'acqua o è una falesia intaccata dalla abrasione marina, le superfici del sistema arretrano parallelamente a se stesse con velocità condizionata da quella della parete inferiore.

Ho usato di proposito i termini *più coerente* e *meno coerente* per evitare altri aggettivi meno appropriati, come per esempio roccia *più dura* e *più tenera*. Anche il termine *erodibile* è poco adatto, perché può indurre a pensare che, in un affioramento di due rocce diverse, sia sempre la più erodibile quella che si smantella più rapidamente. La velocità del processo di smantellamento non dipende soltanto da proprietà intrinseche della roccia, ma anche da altri fattori, tra i quali la pendenza della superficie esposta.

#### 4. CENGIE IN ROCCIA OMOGENEA

Per roccia omogenea intendo qui indicare non un materiale isotropo, ma soltanto una massa che nell'insieme ha un comportamento uniforme di fronte agli agenti del denudamento. Può essere una roccia massiccia e può essere una roccia stratificata. Quando gli strati sono orizzontali, le discontinuità principali nella compagine sono i giunti di strato e le diaclasi verticali. Quando gli strati sono inclinati, i rapporti tra le discontinuità e la direzione della gravità sono diversi e tali da conferire orientazioni preferenziali ai processi di denudamento. Pertanto un versante in roccia con strati orizzontali e di spessore pressoché costante, viene qui considerato come in roccia omogenea.

Le cengie in versanti di questo tipo evolvono in modo parzialmente diverso da quelle considerate in precedenza. In questa nota intendo specialmente esaminare cengie e

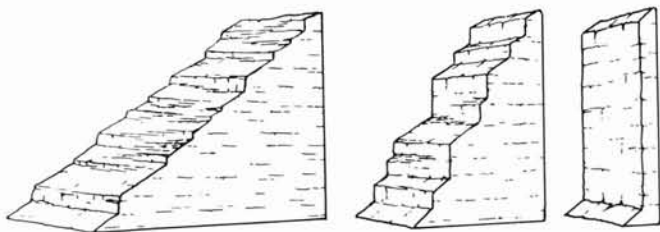


FIG. 9 - Tre schemi di versanti scolpiti secondo due sole pendenze elementari: nel primo le cengie hanno grande sviluppo, nel terzo minimo.

crone dal punto di vista della loro origine e dei loro rapporti con avvenimenti del passato.

Gli schizzi della fig. 9 mostrano versanti con pendenze medie molto diverse a seconda dello sviluppo relativo delle cengie e delle crone. Nella maggior parte dei casi le crone spiccano per la roccia nuda mentre le cengie sono coperte da vegetazione più o meno fitta. Nelle cengie pertanto i processi di denudamento sono lentissimi. Tuttavia quasi sempre si nota un po' di detrito fresco caduto dalla parete soprastante, che testimonia una certa attività di distacco e di arretramento. Il detrito è più abbondante alle altitudini superiori a 1800-1900 metri, dove viene a mancare la vegetazione arborea.

Questi aspetti inducono a ritenere che si tratti di forme attualmente in fase di lentissima trasformazione, o di *stagnancy*, nel senso usato da CRICKMAY (1974) e quindi in gran parte ereditate da tempi in cui il clima favoriva un più rapido smantellamento.

Sull'influenza del clima ritornerò in seguito; ora intendo notare che la presenza di detrito fresco sulle cengie può essere considerato un indizio che, anche nell'attuale fase di scarsissima attività per questi versanti, le pareti si smantellano più rapidamente delle cengie.

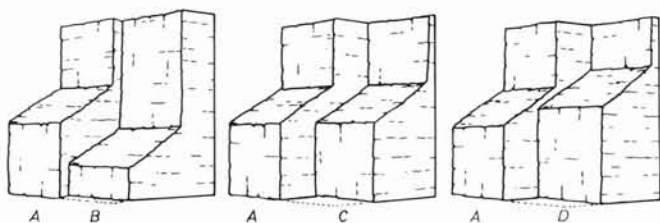


FIG. 10 - Tre modelli teorici di evoluzione di una cengia nel tempo.

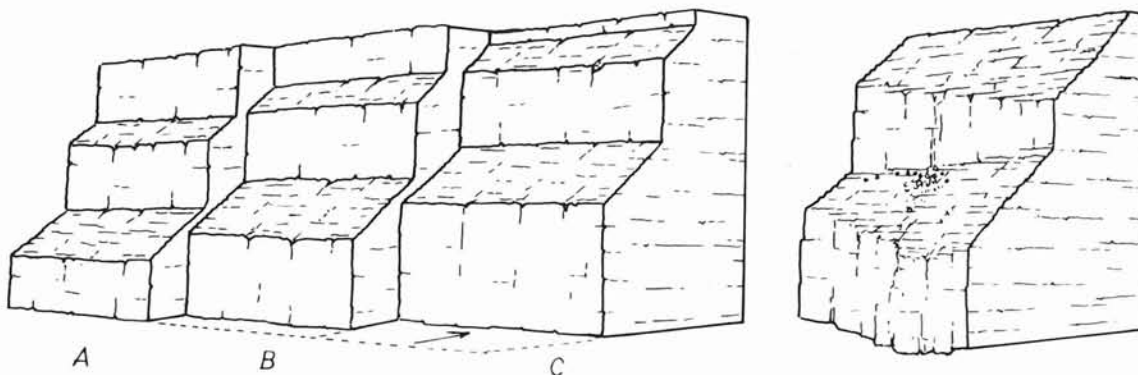


FIG. 11 - A sinistra: retrocessione di un versante e migrazione verso l'alto delle cengie e delle crone. A destra: un aspetto frequente di cengie e crone in roccia non diversa: gli spigoli non coincidono con la stratificazione.

Quando i processi erano più attivi, i meccanismi di evoluzione di una cengia potevano corrispondere agli schemi della fig. 10.

Presupposto dei tre modelli è che le due pareti retrocedano parallelamente a se stesse. Se poniamo il problema della velocità di retrocessione in rapporto con la pendenza, i casi sono tre: 1) velocità di retrocessione della cengia maggiore di quella delle pareti (*AB* nella figura), 2) uguale (*AC*), 3) minore (*AD*).

Varie argomentazioni sono a favore del modello *AD*. La retrocessione avviene per caduta di frammenti. Da una parete verticale la caduta dei frammenti è immediata o quasi dopo la separazione; per un'inclinazione minore i frammenti possono sostare qualche tempo prima di cadere, proteggendo così la roccia retrostante e rallentandone la degradazione. All'angolo di riposo del detrito (corrispondente alla pendenza delle cengie) la situazione cambia in modo critico: mentre nelle pareti l'allontanamento del detrito avviene per caduta libera, nei pendii di Richter subentra l'attrito tra i frammenti, e il processo diventa bruscamente più lento. La cengia è luogo di transito del materiale che cade dall'alto; nel bilancio, analogamente a quanto avviene nei pendii coperti di suolo, occorre tener conto non soltanto della velocità con cui si disgrega la roccia, ma anche dell'arrivo di detrito dall'alto, che può sostare, sia pur per breve tempo, prima di rotolare o scivolare in basso.

La fig. 11 mostra come, ammettendo valido il modello *AD* della fig. 10, e assumendo *A* come situazione iniziale, cengie e crone migrano verso l'alto durante la retrocessione del versante. Gli spigoli tra cengia e crona si spostano lungo piani poco meno inclinati delle cengie e tanto più vicini alla pendenza delle cengie quanto maggiore è la differenza di velocità di retrocessione tra cengie e crone. Estrapolando, quando la base della crona più bassa arriva alla sommità del rilievo, tutto il versante acquista un profilo rettilineo secondo la pendenza di Richter.

Da questo momento in poi il versante, che in climi umidi sarà rivestito di vegetazione, evolverà secondo il più lento meccanismo determinato dalla presenza dei suoli e del carsismo; alle forme con spigoli vivi subentreranno altre addolcite, con creste arrotondate. Un esempio è illustrato dalla fig. 12 e si riferisce all'Appennino settentrionale.

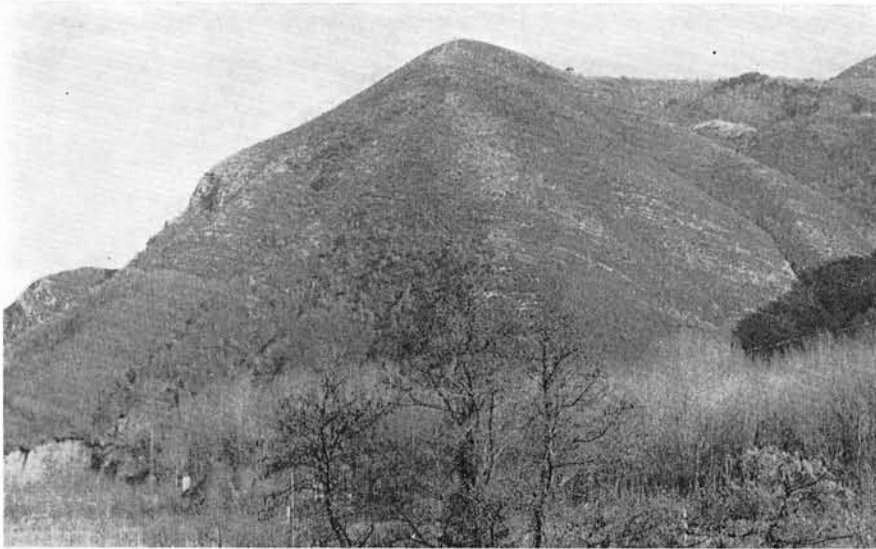


Fig. 12 - Il Monte Moraglio (m 672) in sinistra della Val di Serchio (Lucca). È costituito dal calcare « maiolica » del Cretaceo inferiore.

Rimane ora da esaminare in che modo possono avere inizio le cengie e le crone in roccia omogenea. In roccia nuda, un versante (o una sua parte) con profilo rettilineo può retrocedere parallelamente a se stesso. Se il profilo è curvo, si può ammettere, come ammettono vari autori, che la retrocessione sia più rapida dove maggiore è la pendenza. Il rapporto varia in modo continuo per inclinazioni da  $90^\circ$  fino al valore del pendio di Richter, al di sotto del quale la retrocessione rallenta bruscamente. Con questi presupposti un versante ripido con profilo ondulato dovrebbe evolvere secondo lo schema della fig. 13.

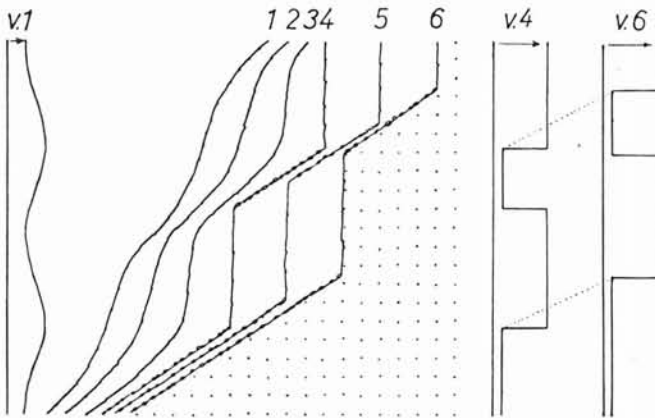


Fig. 13 - Modello di evoluzione di un segmento ondulato di un versante in 6 tempi, considerando l'arretramento proporzionale alla pendenza. Il grafico *v1* esprime i vettori che rappresentano le diverse velocità di retrocessione nella situazione 1. In 4 il versante risulta modellato a cengia-crona. Le colonne a destra esprimono i vettori corrispondenti alle situazioni 4 e 6.

Secondo tale modello ogni ondulazione si trasforma in una coppia cengia-crona. Si può generalizzare dicendo che ogni processo generatore di ondulazioni nel profilo di un versante può innescare la formazione di cengie e crone.

## 5. VERSANTI IN VALLI MODELLATE DAI GHIACCIAI

È noto che i versanti di Richter sono più frequenti in certe regioni e meno in altre. Altrettanto si può dire per i versanti modellati a cengia-crona. Per rendersi conto della loro distribuzione geografica conviene pertanto esaminare dove e come possono essersi avverate le condizioni di innesco.

Nelle valli alpine i versanti così modellati sono diffusissimi; dove rilievi calcarei e dolomitici hanno forme diverse, è in generale facile scorgere l'influenza di altri fattori. Nelle Alpi, e specialmente nelle valli dove il modellamento dei ghiacciai ha lasciato un'impronta maggiore, possiamo considerare come situazione iniziale la conformazione dei versanti al tempo del ritiro dei ghiacciai, tra 18 000 e 10 000 anni fa. L'ambiente periglaciale favoriva allora il rapido smantellamento dei versanti e ne sono testimonianza i grandi coni di deiezione, che oggi appaiono estinti, incisi e coperti da vegetazione.

Nel modello più semplice, cioè una valle con profilo a U regolare, si può immaginare un'evoluzione come nella fig. 14.

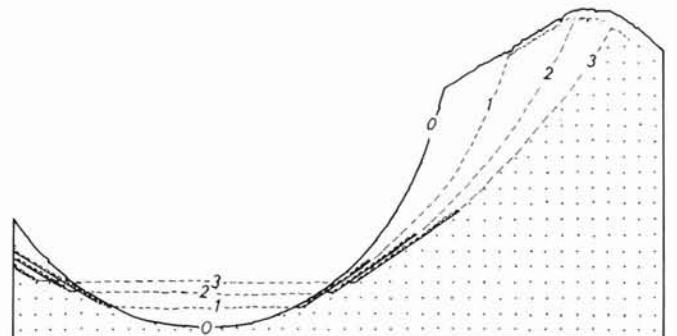


Fig. 14 - Schema in tre tempi di evoluzione dei versanti in una valle con profilo regolare a U, nel caso in cui al ritiro del ghiacciaio il fondovalle si copra di depositi alluvionali. Il pendio di Richter (indicato con circoletti) si estende progressivamente. Estrapolando, tutto il versante assumerà un profilo rettilineo.

È evidente che il modello della fig. 14 è un caso limite che difficilmente potrà verificarsi in natura. Nei casi in cui il versante non abbia un profilo così regolare, basta una leggera ondulazione (per inomogeneità della roccia o per azione disuguale del ghiaccio) per innescare il meccanismo illustrato alla fig. 13. Anche l'erosione laterale del corso d'acqua che corre nelle sue alluvioni può scalzare in alcuni tratti i fianchi della valle e dare origine a pareti più ripide.

Al ritiro dei ghiacci può seguire un approfondimento del talweg, come accade tipicamente nelle valli sospese; per questo caso è valido il modello che sarà presentato in seguito (fig. 19). Così si può spiegare la frequenza dei versanti modellati a cengia-crona nelle valli alpine, tenendo conto anche della relativa rapidità del processo, favorita dal clima periglaciale.

La situazione che innesca i processi che, in condizioni non contrarie, generano cengie e crone è un pendio ripido formatosi con un processo relativamente rapido.

### 5.1. VERSANTI RIPIDI PER ABRASIONE MARINA

Lungo le coste della Sicilia nord-occidentale sono molto sviluppati terrazzi marini, costituiti per lo più da calcari porosi detritico-organogeni, riposanti su superfici di abrasione marina. Ogni terrazzo rappresenta un episodio di trasgressione, seguito da una regressione del mare. Nei versanti dei monti calcarei che si elevano dai terrazzi, i pendii di Richter hanno sviluppi imponenti, ed è strano che in un recente articolo HUGONIE (1976) abbia affermato che « *les grands versants réglés manquent en Sicile* ».

Negli esempi che seguono, i calcari e le dolomie spesso non hanno giacitura a strati orizzontali, ma sono massicci oppure hanno stratificazione poco accentuata, il che rientra nei presupposti del modello di evoluzione.

Le figg. 15, 16 e 17 danno un'idea dello sviluppo e degli aspetti dei versanti calcarei e dolomitici nei monti a Ovest di Palermo.

Negli esempi illustrati, e anche nei monti prospicienti la costa a Est di Palermo, i pendii di Richter, coperti da vegetazione e da qualche limitata fascia o lingua di detrito, visti da lontano, danno l'impressione di essere for-

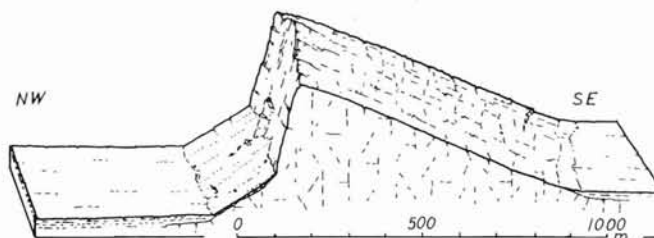


FIG. 15 - Un settore del Monte Colombrina (m 458) presso Carini (Palermo). Il pendio sotto la parete ha inclinazione di  $31^\circ$ , è coperto di cespugli e rade erbe; a tratti vi affiora la roccia in posto. A NW del rilievo si estende una fascia di pianura costiera larga circa 2 km che comprende il terrazzo marino del Tirreniano (dalla costa fino alla quota di m 25, per circa 1 km) e il terrazzo marino del Siciliano che sale fino alla quota 70, cioè all'ungghia del rilievo.

mati da grandi masse di detrito; ma dovunque la presenza a piccola profondità della roccia in posto è rivelata da frequenti spuntoni affioranti o da cave di calcare.

L'aspetto particolare dei versanti calcarei in zone costiere deve essere messo in rapporto col tempo trascorso da quando l'abrasione marina ha prodotto le falesie. È noto che sulle datazioni degli avvenimenti del Quaternario sussistono ancora molte incertezze; come ordine di grandezza alla trasgressione del Calabriano può essere attribuita un'età compresa tra 1,6 e 1 milione d'anni e alla trasgressione del Siciliano un'età intorno a 0,5. Minore importanza hanno gli episodi del Tirreniano (fra 300 e 100 mila anni fa), perché solo in pochi luoghi (per es. alle falde del Monte Pellegrino a N di Palermo) il mare trasgressivo è giunto alla base dei monti calcarei.

Altri versanti di aspetto generale diverso, ma modellati tipicamente a cengie e crone, sono ugualmente frequenti anche in zone interne della Sicilia, come si accennerà in seguito.

Per quanto riguarda il clima, poco si sa sull'entità delle oscillazioni termiche durante il Quaternario in Sicilia e sulle variazioni in senso continentale e oceanico; è tuttavia verosimile affermare che l'evoluzione dei versanti calcarei secondo i modelli esaminati non è limitata agli ambienti periglaciali, ma avviene anche in climi più temperati, con velocità sensibilmente minore.

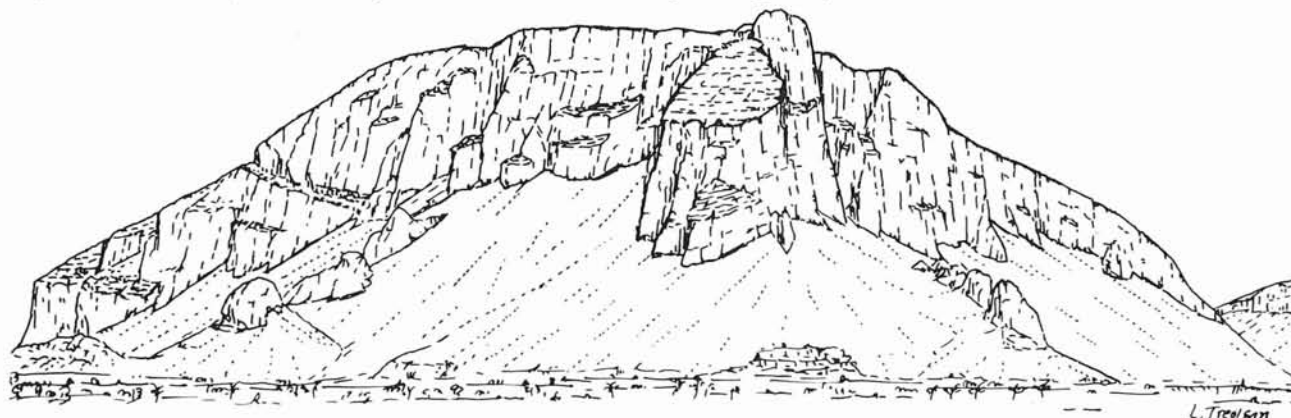


FIG. 16 - Il Pizzo di Grotta Màscoli (m 711), estremità Nord della Montagna Longa, visto dalla costa di Punta Ràisi (aeroporto 20 km a WNW di Palermo). Oltre alla grande fascia con pendio di Richter, sono evidenti varie piccole cengie e i resti di una maggiore nel saliente al centro. Anche gli altri lati del rilievo calcareo sono formati da pareti sovrastanti ad analoghi pendii. A maggior distanza dalla costa si estende anche il terrazzo marino del Calabriano, che oltrepassa la quota di m 170 alle falde del Monte Palmeto, ugualmente conformato.

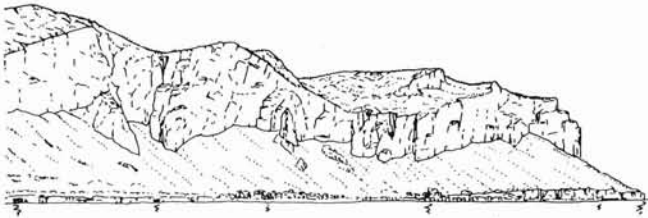


FIG. 17 - Il versante orientale del Monte Pellegrino (Palermo), visto dal mare. Sopra la lunga parete, interrotta da piccole cengie nei tratti salienti, appare un'antica superficie carsica ondulata. La grande cengia è coperta da vegetazione ed è troncata in basso da una falesia del Tirreniano e dalla abrasione attuale.

## 6. RAPPORTI TRA VERSANTE E FONDOVALLE

Nei modelli finora esaminati (ad eccezione di quello della fig. 14) non erano prese in considerazione le trasformazioni del fondovalle. Pareti ripide possono formarsi per erosione verticale di un corso d'acqua. Le forme che si sviluppano nei versanti (in roccia omogenea) dipendono dal rapporto tra la velocità di approfondimento dell'alveo (che indicherò con  $a$ ) e la velocità di retrocessione dei versanti ( $v$ , misurata in orizzontale). Se il rapporto è costante, il profilo trasversale della valle assume la forma di una V più o meno aperta (A nella fig. 18). Quando il rapporto varia, i profili possono risultare ondulati in un numero infinito di modi.

FIG. 18 - Versanti con profilo rettilineo, convesso e concavo.

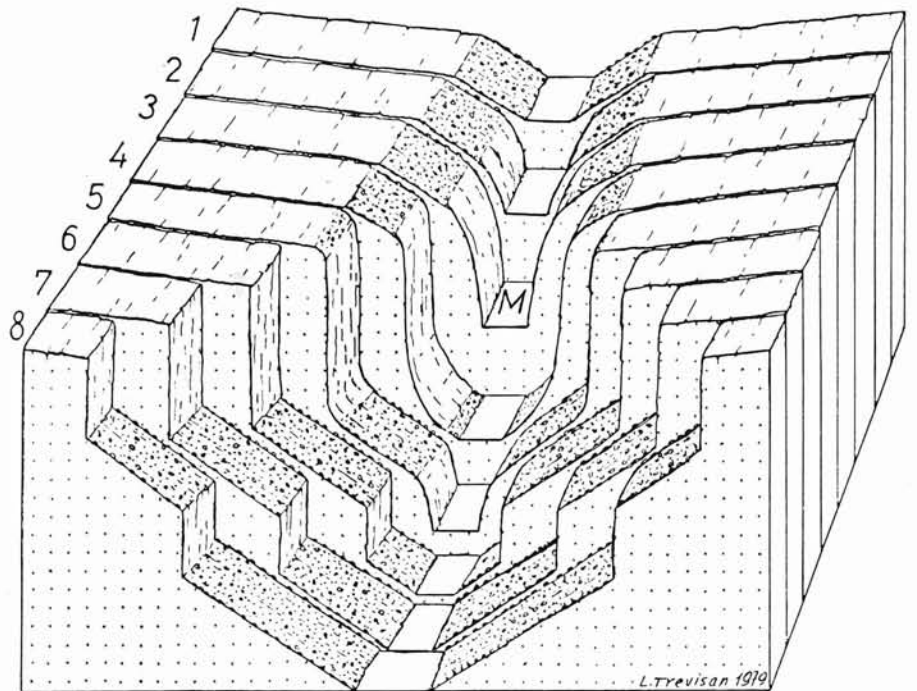
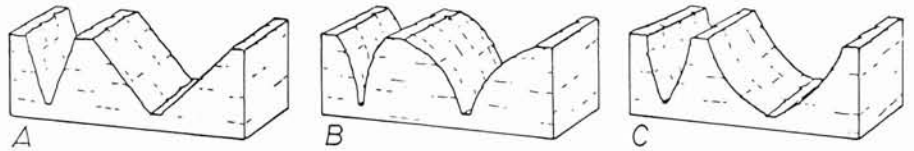


FIG. 19 - Modello di incisione di un segmento di valle in 8 tempi. I versanti con pendenza critica sono contraddistinti dal velo di detrito. Da 1 a 3 l'approfondimento dell'alveo accelera (fino a  $M$ ) e genera versanti convessi. Segue un rallentamento e la formazione di concavità, che poi si trasformano in cengie.

Lo schema B esprime i risultati di due diverse accelerazioni uniformi di  $a$ : versanti convessi. Lo schema C i risultati di due diversi rallentamenti di  $a$ : versanti concavi. Che un'accelerazione di  $a$  produca versanti concavi e un rallentamento convessi, è nozione ammessa comunemente; tuttavia i due casi sono meno semplici di quanto possa sembrare a prima vista. Infatti, se ammettiamo che  $v$  sia proporzionale alla pendenza, nei versanti a profilo curvo  $v$  varia da punto a punto e non esiste più un valore che possa esprimere la retrocessione dell'intero versante. In ogni caso i rapporti con  $a$  non possono essere espressi con formule matematiche semplici.

Per rappresentare graficamente le possibili combinazioni occorrerebbe un numero grandissimo di modelli. Uno dei modelli possibili, disegnato col presupposto di una certa accelerazione nell'approfondimento dell'alveo e di un successivo pari rallentamento è rappresentato dalla fig. 19.

Nel disegno sono posti in evidenza i tratti con pendio di Richter, come essi si formano al piede del versante e come possono diventare cengie migranti obliquamente verso l'alto.

Se si considera che la pendenza critica corrisponde a una scarpa di circa 2 su 3, si può generalizzare dicendo che, quando  $a$  supera il valore di  $2/3$  di  $v$ , si innesca l'erosione di una gola che può in seguito diventare una crona nel versante.



Una cengia può dunque essere l'espressione di una certa fase di rallentamento dell'approfondimento dell'alveo in tempi passati e una crona può esprimere un'antica fase di accelerazione.

Nel modello della fig. 19 è assunta come situazione iniziale la presenza di versanti di Richter ai due lati del talweg. Per le valli non modellate da ghiacciai la scelta di una situazione iniziale è per lo più molto difficile per mancanza di riferimenti documentabili. È naturale però che i versanti si trovino in uno stadio evolutivo più avanzato, in quanto l'episodio o gli episodi che hanno innescato cengie e crone sono in generale più antichi del ritiro dei ghiacciai würmiani. La fig. 12 ne è un esempio; un esempio relativo a uno stadio evolutivo meno avanzato è quello della fig. 20.

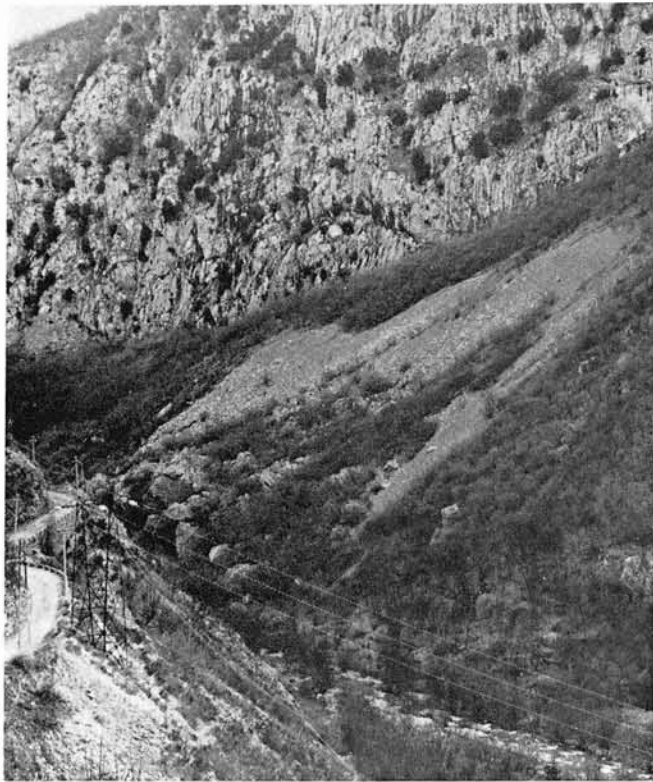


FIG. 20 - Valle del Torrente Argentina presso Triora (Imperia). La grande cengia è parzialmente coperta da un velo di detrito. Il talweg è inciso nella roccia calcarea in posto, esposta in piccole pareti (fot. G. RAGGI).

Nei due casi delle figg. 12 e 20 la situazione iniziale dovrebbe essere ricercata al tempo del corrugamento principale dell'Appennino settentrionale, cioè nel Miocene superiore (tra 10 e 5 milioni d'anni fa). Tale ricostruzione è impossibile, come è impossibile ricostruire gli effetti delle vicende tettoniche e climatiche da allora ad oggi.

La fig. 21 mostra un esempio della Sicilia sud-orientale. Il modellamento dei versanti a cengie e crone è molto evidente; altrettanto evidente è la scarsa continuità di quelle forme nella direzione dell'asse della valle. In questo caso, e in altri simili, è da presumere che l'andamento a meandri incisi abbia avuto un'influenza dominante, scalzando alternativamente il piede dei versanti

e creando così brevi pareti verticali. Le cengie hanno inclinazione costante di circa 30° e sono pertanto pendii di Richter e non terrazzi orografici nel senso comune del termine.



FIG. 21 - Un tratto della valle del Cassibile, inciso a meandri nei calcari miocenici tabulari della Sicilia sud-orientale.

## 7. FORME SIMILI IN ROCCE NON CARBONATICHE

Versanti conformati a cengia-crona si trovano anche in rocce non carbonatiche, quando esistono condizioni tali da escludere dal sistema la rapida azione delle acque correnti. Ne riporterò un solo esempio, che per le sue modeste dimensioni e per la rapidità del processo si avvicina a un modello sperimentale a scala ridotta (fig. 22).

Nelle sabbie debolmente cementate possono verificarsi per piccole estensioni, le stesse condizioni che nelle rocce carbonatiche. La coesione può essere sufficiente per consentire l'esistenza di pareti subverticali; la permeabilità elimina le acque superficiali. La situazione iniziale è il taglio per la costruzione di una strada, eseguito pochi anni fa.



FIG. 22 - Minuscole cengie a crone nelle sabbie plioceniche delle colline livornesi.

OPERE CITATE

- BAKKER J. P. & LE HEUX J. W. N. (1952) - *A remarkable new geomorphological law*. Königl. Nederl. Ak. Wet., 55, Amsterdam.
- BIROT P. (1959) - *Précis de Géographie physique générale*. Colin, Paris.
- BIROT P. (1966) - *Le relief calcaire*. CEDU, Paris.
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1978) - *Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche* (in corso di pubbl.: Accad. Pontaniana, Napoli).
- BRYAN E. H. (1925) - *The Papago Country, Arizona*. U.S. Geol. Sur. Wat., Supply 499.
- HUGONIE G. (1976) - *Traits particuliers de l'évolution des grands escarpements calcaires et dolomitiques en Sicile septentrionale*. Actes Symp. Versants Pays Méd., Aix Provence, 1975.
- KOONS D. (1955) - *Cliff retreat in the Southwestern United States*. Am. Journ. Sci., 253 (riprodotto in SCHUMM & MOSLEY, 1973).
- PINNA M. (1964) - *I cicli di gelo e disgelo e la loro influenza sulla morfologia glaciale e periglaciale*. 19° Congr. Geogr. It., Como.
- SCHUMM S. A. & MOSLEY M. P. ed. (1973) - *Slope morphology*. Benchmark Pap. Geol., Stroudsburg (Penn.).
- STRAHLER A. N. (1950) - *Equilibrium theory of erosional slopes*. Am. Journ. Sci., 284 (riprodotto in SCHUMM & MOSLEY, 1973).
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1969) - *Traité de morphologie*. SEDES, Paris.