

BREVE RASSEGNA DELLE CONSEGUENZE DI ALCUNI EVENTI RARI E CATASTROFICI:
PROCESSI RECENTI E ATTUALI PROVOCATI DA FORTI TEMPESTE E DA TSUNAMIS. IMPLI-
CAZIONI GEOLOGICHE

ZUSAMMENFASSUNG

— Einige bedeutsamsten, jüngsten und gegenwärtigen Beispielen der geologischen, die aus der Tätigkeit der heftigen Stürme (des Orkantyps) und der tsunamis hervorstammen, werden durchgeschaut, Ausserdem werden die Bedeutung als auch die Schwierigkeiten des geologischen in den alten Serien, von diesen Ereignissen hervorgerufen, unterstrichen.

RESUME

— On passe en revue quelques exemples récents et actuel des conséquences géologiques dérivant de l'action de fortes tempêtes (genre ouragan) et de tsunamis. On met aussi en évidence l'importance et les difficultés que l'on rencontre à reconnaître, au cours de successions anciennes, le résultat géologique que ces événements ont provoqué.

SUMMARY

— The bibliography on the topic is vast, and the present work does not review all the literature, but summarizes data from the more important studies on geologic consequences deriving by the action of heavy storms (mainly of hurricane type) and of tsunamis in Recent time spans. The importance and the difficulties to recognize the geologic response caused by these events in the fossil record are also emphasized.

INTRODUZIONE

Gli eventi improbabili — al contrario di quelli impossibili che dovrebbero riferirsi a leggi fisiche attualmente sconosciute o che si contrappongono a determinate leggi senza fornire dati teorici o sperimentali — sono quelli fisicamente

possibili ma che richiedono la rara coincidenza di numerosi fattori concorrenti. Per questa ragione tali fenomeni, che si manifestano anche una sola volta nel breve arco di tempo della vita dell'uomo o anche con minore frequenza, possono essere considerati eventi rari; in molti esempi essi hanno carattere catastrofico in quanto la coincidenza degli avvenimenti favorevoli può provocare una risultante negativa dei singoli processi normali. Pertanto gli eventi improbabili, così come la conseguente percentuale di quelli catastrofici, diventano più percettibili e di più chiaro significato se valutati attraverso i tempi geologici che sono sufficientemente lunghi per apprezzarne le implicazioni (1).

In questo lavoro sono riportate le principali informazioni, sparse in numerose pubblicazioni, sulle conseguenze ed implicazioni geologiche che derivano dall'azione di forti tempeste, soprattutto di tipo uragano, e di tsunamis, che sono eventi rari nell'accezione sopra indicata, e prevalentemente catastrofici. I dati furono raccolti per condurre uno studio su alcuni depositi carbonatici dell'Appennino centrale (Catenacci, 1976); ne è stata decisa la pubblicazione nell'intento di fornire ad altri alcuni elementi informativi per eventuali approfondimenti di conoscenze sull'argomento.

CONSEGUENZE GEOLOGICHE PROVOCATE
DA FORTI TEMPESTE E DA URAGANI

Le tempeste derivano da condizioni barometriche particolari e sono caratterizzate da vento fortissimo che, di norma, è accompagnato da piogge anche assai intense; in mare provocano un violento moto ondoso. Fra le tempeste particolare rilevanza assumono gli uragani, che si ma-

(*) — Servizio Geologico d'Italia, Largo S. Susanna 13, 00187 Roma.

(1) — Questi concetti, peraltro noti, vengono ribaditi da Gretener (1967) che ne sviluppa il problema in termini matematici e statistici.

nifestano nelle fasce tropicali dell'Oceano Atlantico con circolazione rotatoria dei venti richiamati da aree di basse pressioni (aree cicloniche); negli oceani Pacifico e Indiano vengono chiamati tifoni. Fluttuazioni della pressione barometrica comportano variazioni del livello marino in ragione di circa 30 cm (13 inches) per lo spostamento 2,5 cm (1 inch) della colonna di mercurio (Strahler, 1963); elevate pressioni comportano abbassamenti del livello marino, che invece subisce innalzamenti con la caduta della pressione barometrica. L'innalzamento delle acque al disopra della normale escursione di marea — noto come *storm surge* — combinato con favorevoli direzioni dei venti, che negli uragani si muovono con velocità superiori a 120 km/h (e spesso dell'ordine dei 200 km/h con punte di 300 km/h), provoca l'inondazione di piatte aree costiere situate poco al di sopra del livello marino, inondazioni che sono maggiormente imponenti quando il massimo effetto dei venti e della bassa pressione coincidono con periodi di alta marea. I valori degli *storm surges* possono raggiungere i 4 m in periodi di 2–5 ore. Strahler (op. cit.) cita innalzamenti anche maggiori, come quelli avvenuti ripetutamente nel Golfo del Bengala con le catastrofiche inondazioni delle basse terre deltizie del Brahamaputra e Gange.

Le inondazioni da tifone sembrano essere però di scarsa frequenza, in media 0,025 all'anno nel Pacifico secondo McKee (1959), mentre quelle da uragano sono frequenti lungo le coste atlantiche degli Stati Uniti meridionali, nel Golfo del Messico e nel mare Caribico. Nel primo sessantennio del presente secolo le coste della Florida meridionale sono state soggette a uragani con una frequenza media di 0,16 per anno (Ball et al., 1967), e quelle del Belize (British Honduras) con una frequenza di 0,43 per anno (High, 1969). Frequenze maggiori si riscontrano lungo le coste del Texas, con una media di 0,67 per anno (Hayes, 1967 b), benché questo valore sia comprensivo di forti tempeste con velocità dei venti inferiore a 120 Km/h (74 mph).

Violente tempeste, soprattutto quelle tropicali (tifoni e uragani), rappresentano agenti geologici sia costruttivi che distruttivi in aree di zona neritica e dell'entroterra (Dunn & Miller, 1960; Ball et al., 1963; Hayes & Bootroyd, 1969; Swift, 1969; Ager, 1973; Milliman, 1974). Generalmente i processi distruttivi si verificano durante le prime fasi di sviluppo della tempesta, mentre quelli costruttivi (deposiziona-

li) hanno luogo nelle fasi di decrescenza (Vermeer, 1963).

Le conseguenze di alcuni di questi eventi naturali recenti e attuali sono state oggetto di studi geologici (sedimentologici, ecologici, morfologici, etc.) (tab. 1). Possono elencarsi i seguenti dati:

1 — Materiali di piattaforma carbonatica vengono trasportati fuori costa dalle correnti di riflusso. Quale conseguenza dell'attività dell'uragano Donna (1960), sul bordo esterno della piattaforma della Florida si depositarono, a profondità di circa 20 m, sabbie organogene con disposizione a conoide al piede di canali incisi dalle correnti di riflusso. Queste correnti trasportarono in sospensione sedimenti siltitici e fangosi che, erosi dalla baia e dal Reef Tract, furono depositati sui fondali di pendio degli Stretti della Florida, dove sono stati riconosciuti in depositi dello spessore di circa 0,15 m a profondità comprese fra 35 e 450 m. Le componenti più fini, con il concorso della corrente del golfo, hanno subito un trasporto lungo costa di circa 110 Km (Ball et al., 1967).

Effetti di tempesta sono stati rilevati sui fondali a sedimentazione terrigena in corrispondenza o adiacenti a *shelves* continentali (nel senso di Swift, 1969). Al largo di Padre Island (Texas), dai fondali situati a 15–25 m di profondità, l'uragano Carla (1961) ha eroso frammenti di roccia, macro-invertebrati, blocchi di coralli, etc., trasportandoli sulla spiaggia e spargendoli sul *barrier island* e sulla retrostante piana tidale eolica (Hayes, 1967 a, 1967 b). Sugli stessi fondali e su quelli più al largo le correnti di riflusso hanno ridepositato uno strato gradato dello spessore di 0.10 m e oltre, costituito da sabbia fine, silt e argilla; Hayes (opere cit.) ritiene che la deposizione sia avvenuta con meccanismi di corrente di torbidità, ipotesi non condivisa da Reineck & Singh (1972) (2). Anche al largo di Galveston Island (Texas) e di Sapelo Island (Georgia) sono state rinvenute intercalazioni di

(2) — Reineck & Singh (1972) ritengono che il sedimento sabbioso-argilloso venga trasportato in sospensione dalle acque turbolente di riflusso. Con il decrescere dell'energia il materiale in sospensione si deposita formando lamine parallele. All'inizio si segrega solo sabbia e successivamente, insieme ad essa, il materiale più fine. Generalmente la separazione in strati sabbiosi e strati fangosi è ben sviluppata. Le lamine di sabbia diventano più sottili verso l'alto, mentre quelle fangose diventano più

TABELLA 1 - Elenco di alcuni uragani di cui sono stati studiati gli effetti geologici (*)

Denominazione dell'uragano	Data	Località	Autori
<i>Audrey</i>	giugno 1955	<i>Louisiana (Golfo del Messico)</i>	<i>Morgan et al. (1958)</i>
<i>Janet</i>	settembre 1955	<i>British Honduras (M. Caribico)</i>	<i>Pagney (1957)</i>
<i>Ophelia (tifone)</i>	gennaio 1960	<i>Jaluit Atoll (Is. Marshall, Oc. Pacifico)</i>	<i>McKee (1959), Blumenstock (1961), Blumenstock et al. (1961)</i>
<i>Donna</i>	settembre 1960	<i>Florida meridionale (Oc. Atlantico e Golfo del Messico)</i>	<i>Thomas et al. (1961), Craigheat & Gilbert (1962), Ball et al. (1967), Muller & Muller (1967), Perkins & Enos (1968)</i>
<i>Carla</i>	settembre 1961	<i>Padre Island (Texas, Golfo del Messico)</i>	<i>Hayes (1967a, 1967b)</i>
<i>Hattie</i>	ottobre 1961	<i>British Honduras</i>	<i>Stoddart (1963), Vermeer (1963), High (1969)</i>
<i>Cindy</i>	settembre 1963	<i>Padre Island</i>	<i>Hayes (1967a, 1967b)</i>
<i>Betsy</i>	settembre 1965	<i>Florida meridionale e Bahamas (Oc. Atlan. e Golfo del Messico)</i>	<i>Pray (1966), Perkins & Enos (1968)</i>
<i>Beulah</i>	settembre 1967	<i>Padre Island</i>	<i>Dickinson et al. (1972)</i>
<i>Camille</i>	agosto 1969	<i>Chandeleur Island, Missisipi Sound (Golfo del Messico)</i>	<i>Otvos (1970)</i>

(*) - L'elenco non rappresenta una bibliografia completa dell'argomento, ma soltanto alcune esemplificazioni cui si fa riferimento anche in questo testo.

sabbie a laminazione parallela che vengono riferite a processi di tempesta (Reineck & Singh, 1973).

Nei fondali marini antistanti il Golfo di Gaeta (Mar Tirreno), ad una distanza di 20 Km dalla costa e a profondità di 300 m, in seno a sedimento argilloso si rinvencono intercalazioni di sottili strati siltitici grossolani con laminazione parallela e talora gradati che Reineck & Singh,

segue nota 2

spesse. Strutture di questo tipo vengono chiamate dagli autori "ritmiti gradate". Nella fase finale si deposita solo il materiale siltoso-argilloso in ben definite lamine. Depositi con queste caratteristiche, rinvenuti in diverse località (Mar del Nord, Golfo di Gaeta) sono stati riprodotti artificialmente con movimento lento della corrente (inferiore a 20 cm/sec).

(1971, 1973) ritengono essere il prodotto di tempeste (*storm-silt layers*). In questo caso gli autori ritengono che le correnti abbiano ripreso in sospensione il materiale eroso dalle spiagge e dune costiere ridepositandole più al largo.

Nel Mar del Nord, 45 Km al largo delle coste tedesche dell'Elba, i sedimenti argillosi dello *shelf* contengono, a 40 m di profondità, sottili intercalazioni sabbiose con strutture di ritmite gradata o di laminazione parallela; questi strati vengono attribuiti all'attività di tempeste (*storm-sand layers*) le cui correnti di riflusso hanno eroso il materiale dalle sabbie costiere (Reineck et al., 1967; Gado & Reineck, 1969;

2 - Le scogliere e i bassifondi (*shoals*) sabbiosi ai margini dei complessi carbonatici subiscono

processi distruttivi di varia entità. L'azione dei marosi che si accompagnano alle tempeste, oltre a rimettere in circolazione i depositi detritici, provoca la formazione di nuovo materiale clastico, gran parte del quale viene distribuito nelle aree di infra, retro e avanscogliera. Blocchi di coralli e sabbie detritico-organogene vengono distese sulle colonie viventi delle scogliere e/o ammassate negli intorni di esse, preferenzialmente sui lati sottovento (Ball et al., 1967; vedasi anche Fairbrige & Teichert, 1949, McKee, 1959). Le sabbie carbonatiche dei bassi fondi vengono incise, rimosse e modificate nel loro assetto geometrico; nel corso della deposizione possono formarsi strutture gradate o a stratificazione incrociata. Quest'ultime sono particolarmente sviluppate negli *spillover lobes*, lobi sabbiosi allungati parallelamente alla direzione della corrente (normale o quasi alle soglie), con verso del trasporto rivolto alle retrostanti lagune entro le quali sono protesi con terminazioni a microdelta (Ball, 1967; Ball et al., 1967; Perkins & Enos, 1968).

Le spiagge a composizione terrigena delle barre atlantiche degli Stati Uniti meridionali e quelle del Golfo del Messico subiscono notevoli trasformazioni. Quella della barriera di Padre Island (Texas), in seguito al passaggio dell'uragano Carla (1961), si trasformò in orlo rilevato (*beach ridge*) formato da laminazioni parallele di sabbia grossolana e gusci di molluschi; sulla superficie topografica la deflazione eolica, asportando la componente sabbiosa insieme alla frazione conchigliare a guscio esile, ha formato un pavimento interamente formato da molluschi a guscio spesso (Hayes, 1967 b).

3 — Nelle lagune a baie dei complessi carbonatici il fango sciolto viene ripreso quasi interamente in sospensione; una parte viene depositata sulle piane tidali, l'altra viene ridepositata dalle correnti di riflusso nelle lagune stesse o allontanata in mare aperto. Gli *spillover lobes* sono frequenti; essi si realizzano non solo nelle aree adiacenti ai bordi di piattaforma ma anche in baie interne, per erosione e rideposizione di materiali di coste sabbiose (ad es., Cape Sable nella Baia della Florida, ad opera dell'uragano Donna). I materiali dei *sand-cays* spesso migrano nelle lagune sottovento. Altro materiale detritico viene immesso nelle lagune e baie dal forte drenaggio che si esplica attraverso i canali incisi nelle scogliere e nei bassifondi sabbiosi. Ne deriva una incongruente presenza di depositi sabbio-

si in aree fangose e di fango in aree sabbiose (Ball, 1967; Ball et al., 1967; Perkins & Enos, 1968; Milliman, 1974). Nelle lagune di retroscogliera e nella Baia della Florida, gli uragani Donna (1960) e Betsy (1965) hanno sorprendentemente provocato insignificante erosione sui cosiddetti banchi di fango (*linear mud-banks*), lasciando pressoché inalterata la loro morfologia. In alcune zone (ad es., Rodriguez Bank) questi banchi fangosi si sono dimostrati più resistenti delle biocostruzioni dei *patch reefs*, rilevandosi quali strutture *wave resistant* (Ball et al., 1963, 1967; Perkins & Enos, 1968; Pray, 1968); le cause di questo comportamento sembrano dovute in parte all'azione stabilizzante delle praterie algali, in parte alla secrezione organica dell'infauna (Ball et al., 1967; vedasi anche problematica in Bathurst, 1971).

Nelle lagune e baie terrigene delle parti interne degli *shelves* continentali vengono immessi materiali che riflettono, almeno nelle aree non adiacenti alla terraferma, la composizione dei *barrier islands* (generalmente sabbie e gusci di molluschi). Inoltre i depositi degli *islands* vengono erosi lungo le bocche tidali (*tidal inlets*), trasportati e scaricati a tergo in forma di *washover fan* (Price, 1974; Hayes, 1964, 1967 a, 1967 b; Hoyt et al., 1966; Otvos, 1970; Pierce, 1970; Andrews, 1970; Dickinson et al., 1972). Il canale del *washover* si dirama con disposizione semicircolare formando, con i suoi depositi, un basso e piatto delta con digitazioni a ventaglio (*fan*). *Washover fans* del Texas e del Nord-Carolina (vedasi i lavori di Andrews e di Dickinson et al., opere cit.) sono formati da numerosi corpi sabbiosi di grande estensione rispetto allo spessore (*blanket* o *sheet sand bodies*), ognuno dei quali rappresenta l'effetto di un uragano. Ogni corpo inizia con uno strato conchigliare generalmente gradato, in contatto erosivo con il sedimento sottostante; a questo strato, che è formato dalla mescolanza di diverse biocenosi di molluschi e che si assottiglia o presenta discontinuità alla periferia del ventaglio, segue sabbia eolica attorno ai margini e argilla di stagno nelle depressioni delle porzioni centrali del ventaglio. I sedimenti di stagno, di colore scuro per le sostanze organiche del mezzo riducente e attivamente bioturbati, sono generalmente ricoperti da altra sabbia eolica. Un *washover fan* di St. Joseph Island (Texas) si estende per parecchi chilometri con spessori di 1,25 m al centro e di circa 0,75 m ai margini del ventaglio; è interdigitato a depositi lagunari, nonché a quelli di piana tidale lacustre

ed eolica costituenti il *barrier island*.

4 — In aree di sedimentazione carbonatica i processi in esame provocano il trasporto di materiali sulle zone sopracotidali (3). Ball et al., (1967) e Perkins & Enos (1968) riferiscono che sulle piane tidali di Crane Key e Palm Key (Baia della Florida) le correnti di riflusso dell'uragano Donna (1960) hanno depositato uno strato quasi continuo di fango, dello spessore di 5–10 cm, al disopra del normale livello dell'alta marea; copertura fangose sono state riscontrate sugli *islands* più interni della baia, come pure sulla terraferma lungo una distanza di 8 Km circa. All'azione di forti tempeste e uragani è pure dovuta, in zone inter-sopracotidali della Florida (Sugarloaf Key) e dell'Australia occidentale (Shark Bay), la formazione di strati spesso gradati costituiti da sabbie organogene, o da frammenti piatti (*flat pebble conglomerates*) di stromatoliti algali, di materiale disseccati e croste dolomitiche indurite (Shin, 1964; Davies, 1970; Hagan & Logan, 1974) (4). Nell'isola di Wusta (Arcipelago Dahlak, Mar Rosso), lo scrivente ha osservato blocchi di coralli trasportati in zona sopracotidale situata a tergo della duna esterna.

Le dune esterne della barriera di Padre Island (Texas), in seguito all'azione dell'uragano Carla (1961), arretrarono di circa 30 m, e l'originaria stratificazione incrociata fu, almeno localmente e in superficie, profondamente modificata; esse furono incise in diversi punti da nuove bocche tidali e subirono vistosi spianamenti morfologici. Anche le retrostanti aree geomorfiche (*barrier flats, wind-tidal flats, etc.*) hanno subito fenomeni di erosione e rideposizione (Hayes, 1967 b).

5 — Gli effetti geologici causati da forti tempeste e uragani sono condizionati da vari fattori.

(3) — Il trasporto di fango in sospensione mediante inondazioni periodiche o stagionali (maree, talora rinforzate da tempeste di modesta entità) di zone inter-sopracotidali non viene preso in considerazione in questa sede; è noto che in quelle zone colonizzate da stromatoliti algali, l'intrappolamento del fango costituisce il principale incremento di sedimentazione.

(4) — La produzione dei *flat pebble conglomerates* non è esclusiva dei processi di tempesta, potendosi formare per prolungato deessiccamento dei materiali i cui frammenti, a loro volta, possono essere ripresi e ridepositati dalle maree e canali tidali (Logan, 1961; Shin et al., 1969).

Nei complessi carbonatici, ad esempio, i coralli cupoliformi e massivi delle scogliere marginali sono meno soggetti all'azione distruttiva che non i coralli ramificati (tipo *Acropora*); e tra quest'ultimi, i coralli con rami uniformemente orientati rispetto al moto ondoso subiscono minor distruzione rispetto a quelli con rami variamente orientati (Blumenstock, 1961; Stoddart, 1963; Ball et al., 1967). Inoltre la riproduzione di una scogliera può realizzarsi in breve tempo come pure in molti anni (Blumenstock et al., 1967); entra in giuoco, nel corso di un uragano, anche l'abbassamento della pressione osmotica che — secondo Goreau (1964) — può indurre i coralli costruttori ad espellere dai tessuti epiteliali le zooxantelle con cui vivono in simbiosi, processo che ne ridurrà la capacità calcificante. Ne consegue che, se nel corso di un uragano i materiali erosi da una scogliera sono distribuiti in aree protette e ivi stabilizzati, un successivo uragano provocherà minor distruzione della scogliera se questa non si è nuovamente accresciuta, e troverà minor materiale detritico disponibile per il trasporto. Queste considerazioni sono espresse da Perkins & Enos (1968) che hanno condotto indagini sugli effetti cumulativi provocati dagli uragani Donna (1960) e Betsy (1965), succedutisi a distanza di cinque anni sulla stessa area con intensità e durata approssimativamente equivalenti. L'azione di Betsy, inoltre, risulta nel riciclaggio di sedimento in ambiente subaqueo e nella mancata sedimentazione in zone sopracotidali. Al contrario la sedimentazione sopracotidale fu uno degli aspetti significanti di Donna, insieme ad una maggior distruzione delle scogliere. Situazioni ecologiche e quelle dovute a differenza d'impatto dei venti e d'entità degli *storm-surges* che li accompagna rientrano quindi fra i fattori che condizionano gli effetti geologici.

6 — L'azione di forti tempeste e uragani è direttamente o indirettamente responsabile dell'evoluzione delle morfologie costiere (vedasi, ad es., Brown 1939, Howard 1939, Morgan et al. 1958, Price 1959, Hayes & Boothroyd 1969). I *barrier islands* delle coste interdeltizie atlantiche degli Stati Uniti (Nord-Carolina, Georgia) e soprattutto delle coste del Golfo del Messico (Alabama, Mississipi, Louisiana, Texas) hanno subito e subiscono notevoli modificazioni ad opera di tempeste e uragani. Le isole di Gran Gosier, almeno dal 1917 in poi, sono state alternativamente distrutte e ricostruite da violente

tempeste (Treadwell, 1955). L'uragano Camille (1969) ha suddiviso Chandeleur Island in cinquanta piccole isole, ha ridotto la lunghezza di altre barriere (anche di 1,4 km) e provocato la completa scomparsa di Pelican Island (Otvos, 1970). Lungo le coste settentrionali del Belize (British Honduras, Mare Caribico) le barre sabbiose prodotte dall'azione di forti tempeste e uragani bloccano i canali tidali impedendo o provocando lo spostamento della sedimentazione deltizia; l'interazione di questi processi determinano, secondo High (1969), un continuo controllo sulla morfologia costiera, tanto da considerare gli eventi da tempesta di questa zona come agenti geologici non catastrofici ma dello stesso rango degli eventi normali quali onde e maree.

Cenni sulla ricerca in successioni antiche

Le ricerche condotte sugli esempi attuali hanno indubbiamente contribuito a richiamare l'attenzione sul riconoscimento e sulle caratteristiche dei depositi o su altri effetti provocati da forti tempeste o da uragani nelle successioni geologiche. In quest'ultimo decennio, infatti, i lavori che incidentalmente o specificatamente trattano l'argomento sono progressivamente aumentati. I depositi da forte tempesta o uragano, genericamente indicati come *storm deposits*, fanno parte di sequenze evaporitiche, carbonatiche, terrigene e miste. Ci limitiamo a segnalare solo alcuni esempi.

Gessi laminati, stromatoliti algali gessifere e conglomerati gessiferi di sequenze evaporitiche di mare sottile vengono interpretati da Hardie & Eugster (1971) quale effetto di tempeste/uragani.

Nelle successioni carbonatiche i processi in esame sono stati riconosciuti nell'ambito di facies di piana tidale, lagunare o di mare aperto e sottile. Essi hanno prodotto frammenti di strutture stromatolitiche e da disseccamento (*flat pebble conglomerates, chips*), litoclasti, breccie intraclastiche e detrito organogeno con taxa prevalentemente incompatibili con l'ambiente circostante. Vengono riferiti a processi di tempesta/uragano anche micriti pellettifere in sequenze di facies tidale. Fra gli autori che hanno segnalato depositi di questo tipo citiamo Ball et al. (1967), Matter (1967), Laporte (1967, 1969), Bosellini (1967), German (1969), Ball (1971), Ager (1974).

In sequenze terrigene i processi da tempesta/uragano sono stati riconosciuti mediante studi sulle differenziazioni tessiturali di depositi costieri e di offshore, o per la presenza di discontinuità erosive in sequenze di progradazione, o per la presenza di arenarie conchigliari sia canalizzate che in corpi estesi e sottili che incidono trasversalmente barre marine o che si riversano a tergo di esse. Fra gli autori che hanno segnalato depositi di questo tipo citiamo Swift et al. (1969), Hobday & Reading (1972), Brenner & Davies (1973); altre informazioni sono riportate da Walton (1970), Rodolfo et al. (1971), Goldring & Bridges (1973), Kumar (1973), Dott (1974), Kumar & Sanders (1976).

In successioni miste carbonatico-terrigene di mare aperto e sottile è da segnalare lo studio di Kelling & Mullin (1975), che attribuiscono ai processi in esame la presenza di unità calcarenitiche e calciruditiche gradate (*graded limestones*) e di unità composite (*limestone-quartzite couplets*); l'elaborazione dei dati porta i due autori a formulare un interessante modello deposizionale. A questo lavoro si rimanda il lettore anche per l'estesa bibliografia.

CONSEGUENZE GEOLOGICHE PROVOCATE DA TSUNAMIS

Tsunami (pronuncia zunami) è una voce giapponese, entrata anche nella letteratura scientifica, che significa "onda di porto". Queste onde sono connesse a fenomeni geofisici consistenti nell'insorgere e nel propagarsi d'onde elastiche di pressione in seno a un mare o a un oceano; sono quindi onde di maremoto, da non confondersi con le onde tidali.

Riguardo all'origine possono essere prodotte da terremoti, da movimenti dei fondali marini, da eruzioni vulcaniche sottomarine, da frane sottomarine e da scoscendimenti e slittamenti di masse di ghiaccio. E' stato notato che terremoti con magnitudo superiore a 8 sono stati invariabilmente seguiti da tsunamis (Holmes, 1965), che per questo vengono chiamati *seismic sea waves*; queste onde sono capaci di esprimere energie elevatissime, di solito corrispondenti al 1-10% dell'energia totale del sisma, e talora dell'ordine dei 100.000 trilioni (10^{23}) di ergs (Bolt et al., 1975). Fra gli tsunamis più violenti sono da ricordare quelli associati ai terremoti delle coste giapponesi, cilene e portoghesi; l'energia dello tsunami che nel 1960 ha interessa-

to le coste del Cile è stata valutata da 3 a 7 x 10²³ ergs (Coleman, 1968).

In mare aperto l'effetto è simile alla caduta di una pietra in uno stagno (Kuenen, 1950); gli impulsi oscillatori si muovono verso l'esterno in orli concentrici. La lunghezza d'onda (5) è enorme, dell'ordine di 100 km. I periodi sono di 10–30 minuti, quindi molto maggiori di quelli delle onde lunghe. Per avere un'idea della loro velocità si immagini una lunghezza d'onda di 100 miglia (circa 161 km) e un periodo di 20 minuti; tre onde passeranno in un dato punto ad intervalli di 1 ora l'una dall'altra, con una velocità di 300 miglia/h (483 km/h) (Strahler 1963). L'altezza delle onde — in mare aperto — è invece di pochi decimetri, non avvertibile ad occhio dai naviganti. Tuttavia l'energia che si trasmette è immensa poiché viene interessata gran parte della massa d'acqua in profondità. Di conseguenza in zone costiere di minor battente d'acqua si vengono a formare ondate violentissime con creste che in taluni casi superano i 25m (Bolt et al., 1975). A tal proposito si possono ricordare alcuni particolari eventi, di recente memoria, collegati al fenomeno del maremoto. Nel 1955 il sisma di Lisbona produsse un'onda di maremoto che attraversò l'oceano Atlantico e fu avvertita sulle coste orientali del continente americano; il terremoto che interessò nel 1968 la regione di Arica, al confine fra Cile e Perù, raggiunse le coste orientali dell'Australia; l'esplosione del vulcano Rakata, nell'isola di Krakatoa situata fra Giava e Sumatra, provocò nel 1883 un'onda di maremoto che raggiunse l'altezza massima di 40 m e attraversò tutto l'oceano Pacifico, così come, nel 1896, il terremoto di Simoda (Giappone) produsse uno tsunami la cui onda fu registrata in California dopo poco più di 12 ore, avendo percorso una distanza di 4527 miglia marine. Il terremoto di Messina, nel 1908, risultò particolarmente disastroso anche sulle antistanti coste calabresi dove si riversò un'onda di maremoto alta fino a 12 metri.

I fenomeni che accompagnano gli tsunamis sono generalmente preceduti dal ritiro del mare che lascia a secco i fondali costieri anche per diversi chilometri per un intervallo di tempo compreso fra pochi minuti e 2–3 ore (Kuenen,

1950) (6).

L'azione degli tsunamis, secondo Bucher (1940), è breve oltre che violenta. Shepard (1967) e Coleman (1968) sottolineano che l'attacco degli tsunamis dipende dalla loro distribuzione, frequenza e intensità, nonché dalla configurazione delle coste, dall'ampiezza degli *shelves*, dalla dimensione e natura dei *barrier islands* (se presenti) e da altre variabili. Vasti *shelves* continentali inibiscono la loro azione, al contrario di quelli poco sviluppati, ristretti e con attiva sedimentazione; le regioni con attività orotettonica sono le più colpite.

Secondo Van Dorn (1965) negli ultimi 2000 anni si sono verificati almeno 200 tsunamis, quindi con una frequenza media di 0,1 per anno. Fra il 1856 e il 1956 le coste della Grecia sono state interessate da 19 tsunamis (Ambra-seys, 1960).

Più che gli effetti geologici, gran parte della letteratura pone in evidenza le caratteristiche sismologiche ed oceanografiche di questi fenomeni, o gli aspetti drammatici conseguenti la perdita di vite umane e la distruzione di manufatti e colture.

Si deve soprattutto a Coleman (1968) l'aver sottolineato il ruolo geologico degli tsunamis, i cui processi — secondo l'autore — possono dare spiegazioni a molti fenomeni enigmatici che si riscontrano in successioni recenti e antiche di acque sottili. Egli fornisce un modello della loro azione, sia sulla base di osservazioni condotte su "torbiditi" affioranti lungo le coste sismicamente attive e soggette a tsunamis delle isole Salomone e Nuove Ebridi, sia sulla base di una letteratura selezionata (ad es., i *Proceedings of Tsunami Meeting in Cox 1963*). Per convenienza l'autore chiama *on-surge* l'ingredire di ogni onda verso la linea costiera, e la sua interazione e modificazione ad opera dei fondali e della morfologia costiera; *run-up* è la massima elevazione raggiunta dalla massa d'acqua provocata da tali onde. Il movimento di riflusso verso mare o, più descrittivamente, il ritorno della massa d'acqua nella depressione che annuncia la successiva ondata della serie, viene chiamato *off-surge*. Quest'ultimo movimento, insieme alle correnti che vi si associano, viene considerato il principale meccanismo per il trasferimento del sedimen-

(5) — Lunghezza d'onda è la distanza orizzontale tra due creste successive. L'altezza è la distanza verticale tra la massima elevazione e depressione, il periodo è l'intervallo di tempo tra la comparsa e lo sviluppo di due creste consecutive in una data posizione.

(6) — Questo fenomeno ha provocato in passato perdite di vite umane in quanto la popolazione indigena, attirata sul luogo per la rarità dell'evento, veniva poi travolta dal rapido sopraggiungere dello *tsunami*.

to verso il largo; esso trasporta sull'offshore materiali di spiaggia e di mare sottile, già disgregati e rimossi dal precedente *on-surge*, e provoca un flusso torbido che perderà progressivamente il suo carico con il decrescere dell'energia.

Dal *modello Coleman* possono desumersi le seguenti informazioni:

1 — una costa ricettiva all'attacco degli tsunamis riceverà vasti volumi d'acqua nei momenti di massimo *on-surge*, soprattutto se ripida e interessata da baie ed insenature. L'*off-surge* che segue trasporterà verso l'esterno materiali deltizi, alluvionali, di piana tidale, lagunari, etc.;

2 — in acque sottili di offshore, se i fondali sono relativamente uniformi e privi di ben sviluppati canyons, la perdita di energia è rapida. Ne consegue che il tempo è scarso per operare effettive selezioni granulometriche, e il materiale viene trasportato in massa in aree relativamente prossime alla costa. Questi sedimenti sono soggetti a intenso rimaneggiamento ad opera delle successive ondate, ma in tempi lunghi e in ambienti subsidenti possono formare significanti sequenze geologiche. In questi ambienti possono rientrare tutte le aree geologicamente giovani e tettonicamente attive delle geosinclinali e gli attuali archi insulari. Questi sedimenti potrebbero essere inesattamente descritti come "caotici", di tipo "tilloide", "wildflysch" o "flussotorbiditico";

3 — le sequenze possono presentare, anche se non diffusamente, caratteri usualmente considerati come "torbiditici". Ripetuti processi di *off-surge* possono provocare morfologie canalizzate che, già originatesi a monte per l'azione di drenaggio in valli fluviali, baie ed insenature, confluiscono in più ampi canyons. In questa maniera gran parte dell'*off-surge* e del suo sedimento viene catturato e convogliato in singoli canyons da cui prenderanno origine le correnti torbide (7).

(7) — L'interazione tra *tsunamis*, canyons sottomarini e correnti di torbidità, sotto alcuni aspetti già ipotizzata negli anni trenta (Walker, 1973), viene quindi riproposta da Coleman (op. cit.) sia pure sotto forma di schema in parte ipotetico. L'origine dei canyons sottomarini e dei processi associati è stata oggetto di considerevole controversia, e tuttora polarizza l'attenzione degli studiosi (Shepard, 1972); alcuni autori, soprattutto francesi, indicano negli *tsunamis* la probabile causa di processi erosivi e di formazione di torbiditi (vedasi, ad es., Lucas 1966 e Mangin 1958).

IMPLICAZIONI GEOLOGICHE

Si è visto che in 100 anni possono manifestarsi almeno 16–67 forti tempeste o uragani, e 10–20 tsunamis, quest'ultimi considerati non come singole onde ma come eventi d'insieme. Queste cifre non sono il risultato di una rilevazione statistica completa, ma rappresentano dei valori minimi, e non c'è ragione di supporre una diminuita attività in tempi passati. Comunque, anche se per ogni 100 anni dell'era mesozoica (160 MA) si fossero verificati *solamente* 10 forti tempeste o uragani e 5 tsunamis, si ottengono rispettivamente frequenze dell'ordine di 16 e 8 milioni. Si tratta quindi di eventi rari in arco di tempo umano, ma comuni in tempo di calendario geologico. Inoltre sono capaci di esprimere, con la loro elevata energia, lavori fisici fuori proporzione rispetto al breve periodo di tempo in cui si esplicano, tanto da indurre a presumere per il passato condizioni di "attualismo più catastrofico" (*a more catastrophic uniformitarianism* in Ball et al., 1967).

L'importanza di riconoscere il responso geologico di questi eventi in successioni antiche è notevole, poichè possono concorrere a dare spiegazione di molti enigmi sedimentologici, stratigrafici, ecologici, tettonici e paleogeografici. Gli studi compiuti sugli esempi attuali indicano che i sedimenti erosi o ripresi da onde e correnti provocate dall'azione di forti tempeste/uragani e di tsunamis sono oggetto di consistente mobilità. Il loro trasporto comporta fenomeni di scavalco d'ambiente (*by-passing*). I processi deposizionali normali vengono alterati sia nel tipo che nella velocità di sedimentazione. Le comunità organogene subiscono trasporto, mescolamenti e/o mortalità in massa. L'evoluzione delle morfologie costiere ne rimane condizionata.

Allo stato attuale delle conoscenze non sembra possibile applicare sicuri criteri operativi nella discriminazione fra depositi provocati da forti tempeste/uragani e quelli provocati da tsunamis, soprattutto nei riguardi di aree di sedimentazione eulittorale quali le piattaforme carbonatiche, per le quali si rileva carenza d'informazioni. In aree di questo tipo ambedue gli eventi possono generare processi analoghi perché soggette al susseguirsi di onde e correnti di flusso e riflusso. Il concetto dell'azione breve e violenta degli tsunamis non sembra rappresentare un'obiezione sostanziale al riguardo, soprattutto se si considera la gamma di depositi e di strutture generate in

un paio di giorni (e non sappiamo in quante ore) dagli uragani.

Gli ostacoli nel riconoscere in successioni antiche i processi in esame, e nel distinguere gli uni dagli altri, sono molteplici. Essi risiedono principalmente:

a) nella varietà del tipo di sedimento (dal fango o argilla ai conglomerati) che non differisce litologicamente da quella prodotta da altri processi;

b) nella difficoltà di ricostruire la geometria dei corsi sedimentari, soprattutto se mal esposti o tettonicamente dislocati;

c) nella ubiquità del tipo di strutture sedimentarie, molte delle quali sono comuni ad altri processi.

L'analisi delle facies e le caratteristiche geologiche d'insieme rappresentano criteri di primaria importanza per il riconoscimento di questi processi in rocce antiche.

*Manoscritto presentato nel mese di giugno del 1976.
Ultime bozze restituite nel mese di ottobre del 1976.*

BIBLIOGRAFIA

- AGER D.V. (1970) – *The nature of the stratigraphical record*. Macmillan, New York, 114 pp.
- AGER D.V. (1974) – *Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*, **15** (2), 83–93.
- AMBRASEYS N.N. (1960) – *The seismic sea-wave of July 9, 1956, in the Greek Arcipelago*. *Journ. Geophys. Res.*, **65** (4), 1257–1265.
- ANDREWS P.B. (1970) – *Facies and genesis of a hurricane-washover fan, St. Joseph Island, Central Texas Coast*. *Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Rep. Invest.*, **67**, 1–147.
- BALL M.M. (1967) – *Carbonate sand bodies of Florida and Bahamas*. *Journ. sed. Petr.*, **37** (2), 556–591.
- BALL S.M. (1971) – *The Westphalia Limestone of the Northern Midcontinent: a possible ancient storm deposit*. *Jour. Sed. Petr.*, **41** (1), 217–232.
- BALL S.M., SHINN E.A. & STOCKMAN K.W. (1963) – *Geologic record of hurricane*. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, **47**, 349.
- BALL M.M., SHINN E.A. & STOCKMAN K.W. (1967) – *The geologic effect of Hurricane Donna in South Florida*. *Journ. Geology*, **75**, 583–597.
- BATHURST R.G.C. (1971) – *Carbonate sediments and their diagenesis*. *Developments in Sedimentology*, **12**, Elsevier Publ., Amsterdam, 620 pp.
- BLUMENSTOCK D.I. (1961) – *A report on typhoon effects upon Jaluit Atoll*. *Atoll Res. Bull.*, N. 75, 105 pp.
- BLUMENSTOCK D.I., FOSBERG F.R. & JOHNSON C.G. (1961) – *The re-survey of the typhoon effects on Jaluit Atoll in the Marshall Islands*. *Nature*, **189**, 618–620.
- BOLT B.A., HORN W.L., MACDONALD G.A. & SCOTT R.F. (1975) – *Geological hazards*. Springer-Verlag, 328 pp.
- BOSELLINI A. (1967) – *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **86** (2), 133–169.
- BRENNER R.R. & DAVIES D.K. (1973) – *Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **84** (5), 1685–1697.
- BROWN C.W. (1939) – *Hurricanes and shore-line changes in Rhode Island*. *Geogr. Review*, **29**, 416–430.
- BUCHER W.H. (1940) – *Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**
- CATENACCI V. (1976) – *I depositi bioclastici "saccaroidi" delle sequenze medio-cretaciche dei Monti Lepini (Appennino centrale, Lazio). Caratteri sedimentologici e considerazioni genetiche*. *Boll. Soc. Geol. It.* (in stampa).
- COLEMAN P.J. (1968) – *Tsunamis as geological agents*. *Journ. Geol. Soc. Austr.*, **15** (2), 267–273.
- COX D.C. (Ed.) (1963) – *Proceedings of Tsunami Meeting, Tenth Pacific Science Congress, Honolulu, 1961*. *Monogr. Int. Un. Geod. Geophys.*, **24**.
- CRAIGHEAT F.C. & GILBERT V.C. (1962) – *The effect of Hurricane Donna on the vegetation of Southern Florida*. *Quart. Journ. Fla. Acad. Sciences*, **25**, 1–28.
- DAVIES G.R. (1970) – *Algal-laminated sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia*. In: B.W. Logan et al. (1970), *Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia*. AAPG, Mem. 13.
- DICKINSON K.A., BARRYHILL H.L. Jr. & HOLMES C.W. (1972) – *Criteria for recognizing ancient barrier coastlines*. In: J.K. Rigby & W.K. Hamblin (1972), *Recognition of ancient sedimentary environments*. SEPM, Spec. Publ., N. 16.

- DOTT R.H. Jr. (1974) — *Cambrian tropical storm waves in Wisconsin*. *Geology*, **13**, 31–55.
- DUNN G.E. & MILLER B.I. (1960) — *Atlantic hurricanes*. Baton Rouge, Louisiana State Univ. Press, 377 pp.
- FAIRBRIDGE R.W. & TEICHERT C. (1948) — *The low isles of the Great Barrier Reef: a new analysis*. *Geog. Journ.*, **3**, 67–88.
- GADOW S. & REINECK H.E. (1969) — *Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten*. *Senckenbergiana Maritima*, **1**, 63–78.
- GERMAN K. (1969) — *Reworked dolomite crust in the Wettersteinkalk (Ladinian Alpine Triassic) as indicators of early supratidal dolomitization and lithification*. *Sedimentology*, **12** (3/4), 257–277.
- GOLDRING R. & BRIDGES P. (1973) — *Sublittoral sheet sandstones*. *Jour. Sed. Petr.*, **43**, 736–747.
- GOREAU T.F. (1964) — *Mas expulsion of zooxanthellae from Jamaican reef communities after hurricane Flora*. *Science*, **145**, 383–386.
- GRETENER P.E. (1967) — *Significance of the rare event in geology*. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, **51** (2), 2197–2206.
- HAGAN G.M. & LOGAN B.W. (1974) — *Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia*. In: B.L. Logan et al. (1974), *Evolution and diagenesis of Quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia*. AAPG Mem. 22.
- HARDIE L.A. & EUGSTER H.P. (1971) — *The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow, clastic accumulation*. *Sedimentology*, **16** (3/4), 187–220.
- HAYES M.O. (1964) — *Summary of geological effect of hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963, on the south Texas coasts*. Gulf Coast Ass. Geol. Soc., Field Trip Guidebook 1964, 128–136.
- HAYES M.O. (1967a) — *Hurricanes as geological agents: cases studies of Hurricane Carla, 1961, and Cindy, 1963*. *Bur. Econ. Geology*, Univ. Texas, Rpt. of Invest. N. 61, 56 pp.
- HAYES M.O. (1967b) — *Hurricanes as geological agents, south Texas coast*. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, **51**, 937–942.
- HAYES M.O. & BOOTHROYD J.C. (1969) — *Storm as modifying agents in the coastal environment*. In: M.O. Hayes (1969), *Coastal environment, NE Massachusetts and New Hampshire*. Amherst, Mass., Univ. Mass., Dept. Geol. Publ. Series, Coastal Research Group Contr. No 1 (SEPM Eastern Section Guidebook), 245–265.
- HIGH L.R. Jr. (1969) — *Storm and sedimentary processes along the northern British Honduras Coasts*. *Journ. Sed. Petr.*, **39** (1), 235–245.
- HOBDAV D.K. & READING H.G. (1972) — *Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the late Precambrian of Finmark, North Norway*. *Journ. Sed. Petr.*, **42** (2), 318–324.
- HOWARD A.D. (1967) — *Occurrence of high-angle stratification in littoral and shallow neritic environments, Central Georgia Coast, USA*. *Sedimentology*, **8**, 229–238.
- HOYT S.H., HENRY V.J. & HOWARD J.D. (1966) — *Pleistocene and Holocene sediments, Sapelo Island, Georgia and vicinity*. Field Trip Southeast Section, Geol. Soc. Am., Guidebook, **1**, 6–27.
- HOLMES A. (1965) — *Principles of Physical Geology*. Nelson Ed., London.
- KELLING G. & MULLIN P.R. (1975) — *Graded limestones and limestone-quartzite couplets: possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous*. *Sedim. Geology*, **13** (3), 161–190.
- KUENEN Ph. H. (1950) — *Marine Geology*. Wiley & Sons, New York.
- KUMAR N. (1973) — *Modern and ancient barrier sediments: new interpretation based on stratal sequence in inlet-filling sand and on recognition of nearshore storm deposits*. *New York Acad. Sci. Ann.*, **220**, 245–340.

- KUMAR N. & SANDERS J.E. (1976) – *Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples*. Jour. Sed. Petr., **46**, 145–162.
- LAPORTE L.F. (1967) – *Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius formation (Lower Devonian) of New York State*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, **51**, 73–101.
- LAPORTE L.F. (1969) – *Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea: Helderberg Group (Lower Devonian) of New York State*. In: G.M. Friedman (1969), *Depositional environments in carbonate rocks*. SEPM, Spec. Publ. N. 14.
- LOGAN B.W. (1961) – *Cryptozoon and associated stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia*. Journ. Geology, **69** (5), 517–533.
- LUCAS M.G. (1966) – *Fonds durcis, lacunes sous-marines, séries condensées et ondes marines séismiques ou "Tsunami"*. C.R. Acad. Sc. Paris, **262**, 2141–2144.
- MANGIN J.P. (1958) – *Note préliminaire sur le faciès flysch de l'Eocene en Navarre espagnole*. Ecl. Geol. Helv., **51**, 1026–1035.
- MATTER A. (1967) – *Tidal flat deposits in the Ordovician of Western Maryland*. Journ. Sed. Petr., **37** (2), 601–609.
- MC KEE E.D. (1959) – *Storm sediments on a Pacific atoll*. Jour. Sed. Petr., **29**, 354–364.
- MILLIMAN J.D. (1974) – *Marine carbonates*. In: J.D. Milliman et al., (1974), *Recent Sedimentary Carbonates*, Part 1, Springer-Verlag.
- MORGAN J.P., NICHOLS L.G. & WRIGHT M., (1958) – *Morphological effect of hurricanes Audrey on the Louisiana Coast*. Baton Rouge, La., Louisiana State Univ., Coastal Studies Inst., Contr. No. 58–3, Tech. Rept. 10, 53 pp.
- OTVOS E.G. Jr. (1970) – *Development and migration of barrier islands, Northern Gulf of Mexico: Reply*. Bull. Geol. Soc. Am., **81** (1), 3783–3788.
- PAGNEY P. (1957) – *Un cyclone dans la mer Caraïbe: le Cyclone Janet (septembre 1955)*. Les Cahiers D'outre-Mer, **10**, 65–91.
- PERKINS R.D. & ENOS P. (1968) – *Hurricane Betsy in the Florida-Bahama area. Geologic effects and comparison with hurricane Donna*. Jour. Geology, **76**, 710–717.
- PETTIJOHN F.J. (1975) – *Sedimentary rocks*. 3rd Ed., Harper & Row, 682 pp.
- PIERCE J.W. (1970) – *Tidal inlets and washover fans*. Jour. Geology, **78**, 230–234.
- PRAY L.C. (1966) – *Hurricane Betsy (1965) and nearshore carbonate sediments of the Florida Keys*. Geol. Soc. Am. Spec. Papers, **101**, 168–169.
- PRICE W.A. (1959) – *Hurricanes affecting the coast of Texas from Galveston to Rio Grande*. U.S. Army, Beach Erosion Board, Tech. Mem. 78, 17 pp.
- REINECK H.E., DORJES J., GADOW S. & HARTWECK G. (1968) – *Sedimentologie, Fazienzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht*. Senckenbergiana Lethaea, **49** (4), 261–309.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1971) – *Der Golf von Gaeta/Tyrrhenisches Meer*. Senckenbergiana Maritima, **3**, 185–201.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1972) – *Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud*. Sedimentology, **18** (1/2), 123–128.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1973) – *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 439 pp.
- RODOLFO K.S., BUSS B.A. & PILKEY O.H. (1971) – *Suspended sediment increase due to hurricane Gerda in continental shelf waters off Cape Lookoute, North Carolina*. Jour. Sed. Petr., **41**, 1121–1125.
- SHEPARD F.P. (1967) – *Submarine geology*. 2nd ed. Harper Int. Ed., 557 pp.
- SHINN E.A. (1964) – *Recent dolomite, Sugar-*

loaf Key. Geol. Soc. Am. Guidebook, Field Trip N. 1, South Florida Carbonate Sediments (compiled by R.N. Ginsburg), 62–67.

SHINN E.A., LLOYD R.M. & GINSBURG R.N. (1969) – *Anatomy of modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas*. Jour. Sed. Petr., 39 (3), 1202–1228.

STODDART D.R. (1963) – *Effects of hurricane Hattie on the British Honduras reef and cays, October 30–31, 1961*. Atoll Res. Bull., N. 95, 142 pp.

STODDART D.R. (1973) – *Coral reefs on the Indian Ocean*. In: O.A. Jones & R. Endean (Ed.), *Biology and geology of coral reefs*, 1, 51-92, Academic Press, 1973.

STRAHLER A.N. (1963) – *The Earth Sciences*. C. Cronis Ed., New York.

SWIFT J.P. (1969) – *Inner shelf sedimentation: processes and products*. In: D.J. Stanley (1969), *The new concepts of continental margin sedimentation*. Lecture notes for A.G.I. short course, Washington, Am. Geol. Institute.

SWIFT D.J.P., HERON S.D. & DILL C.E. Jr. (1968) – *The Carolina Cretaceous: petrographic*

reconnaissance of a graded shelf. Jour. Sed. Petr., 39 (1), 18–33.

THOMAS L.P., MOORE D.R. & WORK R.C. (1961) – *Effects of hurricane Donna of the turtle grass beds of Biscayne Bay, Florida*. Bull. Marine Sci. Gulf Caribbean, 11, 191–197.

THOMPSON A.M. (1970) – *Tidal-flat deposition and early dolomitization in Upper Ordovician rocks of Southern Appalachian Valley and Ridge*. Jour. Sed. Petr., 40 (4), 1271–1286.

TREADWELL R. (1955) – *Sedimentology and ecology of southeast coastal Louisiana*. Louis. State Univ. Coastal Studies Inst. Tech. Rprt., N. 6, 78 pp.

VAN DORN W.G. (1965) – *Tsunamis*. Adv. Hydrosci., 2, 1–48.

WALKER R.G. (1973) – *Mopping Up the Turbidite Mess*. In: R.N. Ginsburg (Ed.) *Evolving Concept In Sedimentology*, J. Hopkins Univ. Stud. in Geol., N. 21, 1–37.

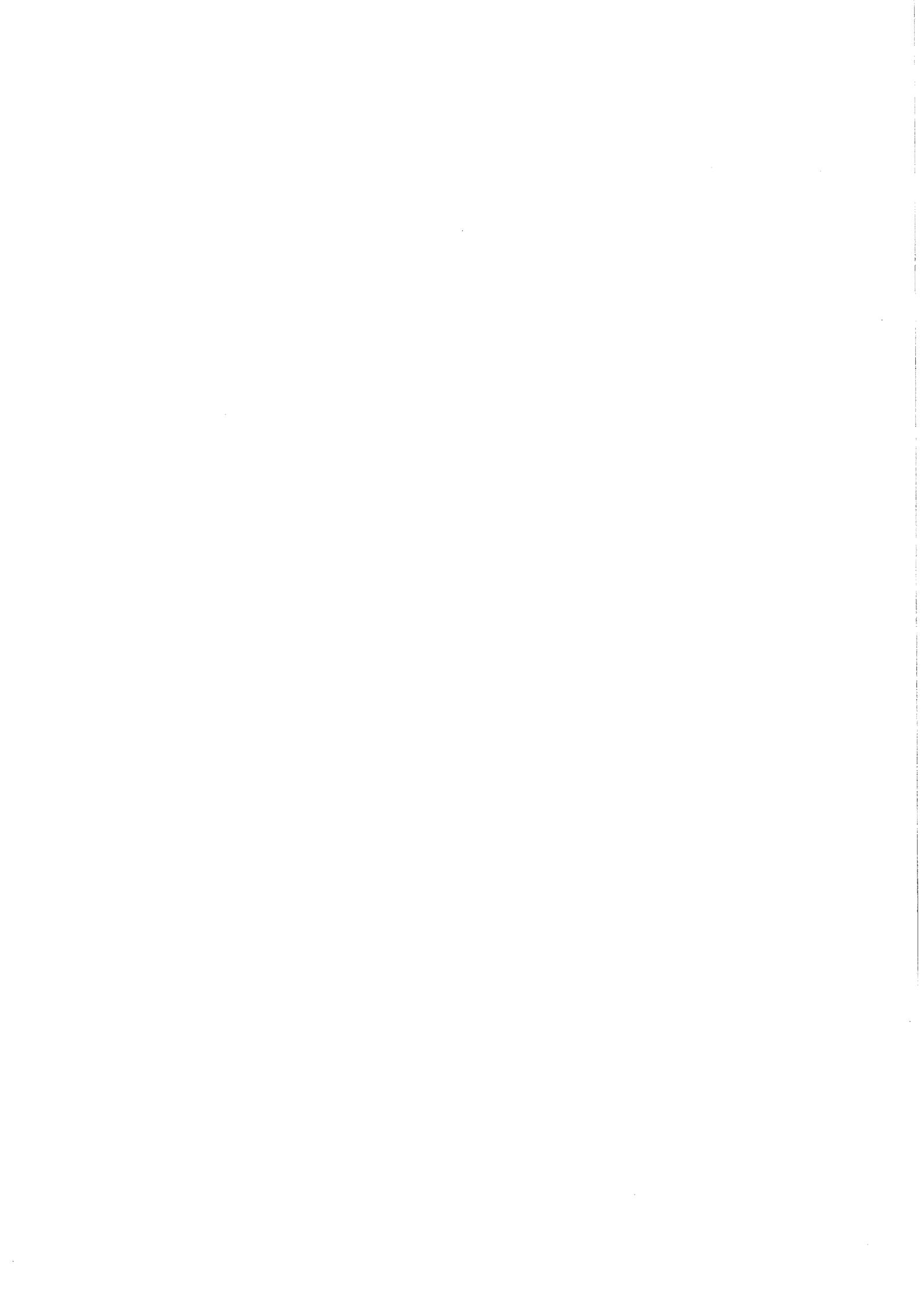
WALTON W.R., (1970) – *Modern and ancient hurricane deposits*. 2nd Ann. Offshore Technology Conf. Proc., 1, 37–39.

Per scambi, comunicazioni scientifiche e acquisti indirizzare a:

Istituto di Geologia, Università di Camerino.

For exchange, scientific information and purchase, apply to:

Istituto di Geologia, Università di Camerino.



Finito di stampare
dalla tipografia della Università
di Camerino
nel dicembre 1976