

GENESI, ETÀ, SOLLEVAMENTO ED EROSIONE DEI TERRAZZI MARINI DI CROSLIA-CALOPEZZATI (COSTA IONICA DELLA CALABRIA-ITALIA)

Luigi Carobene

DIP.TE.RIS., Università degli Studi, corso Europa, 26 – 16132 Genova

RIASSUNTO

Sono stati studiati i terrazzi marini del settore costiero ad est del Fiume Trionto, nel territorio di Crosia e di Calopezzati, ai piedi del versante nordorientale del Massiccio della Sila. Il substrato tagliato dai terrazzi è costituito da una successione marina pleistocenica, prevalentemente sabbiosa alla base e argillosa nella parte alta; a monte, le sabbie basali pleistoceniche poggiano in discordanza su argille e arenarie mioceniche. Nell'area (di circa 17 km²) sono presenti superfici terrazzate raggruppabili in 4 ordini distinti: il I ordine è rappresentato da relitti di superfici, molto degradate, estese tra 131 e 210 m di quota lungo stretti crinali disposti N-S; gli originari depositi terrazzati sono documentati da piccoli lembi di sabbie, ghiaie e calcari detritici algali ben cementati.

Il II ordine è rappresentato da superfici terrazzate estese tra 80 e 120 m di quota; i corpi sedimentari terrazzati sono costituiti da depositi sia marini che continentali aventi uno spessore complessivo massimo di 45 m.

Il III ordine è rappresentato da superfici abbastanza ben conservate, estese tra 55 e 75 m di quota; il deposito terrazzato, sia marino che continentale, raggiunge lo spessore massimo di 25 m.

Il IV ordine è presente con superfici terrazzate poco estese, aventi margine interno a 25-30 m, dove sono raramente riscontrabili esigui spessori di sabbie e ghiaie.

I corpi terrazzati del II e del III ordine hanno fornito, grazie al loro spessore, nuovi elementi per comprendere genesi e significato dei terrazzi marini. I lembi del II ordine iniziano con un debole spessore di ciottoli arrotondati trasgressivi, per svilupparsi poi verso l'alto e lateralmente con corpi progradanti di diversa litologia ed ambiente, in eteropia di facies tra loro. Da mare verso terra sono riconoscibili: peliti sabbiose di spiaggia sottomarina di transizione; sabbie clinostratificate di spiaggia sottomarina; ghiaie sabbiose di battigia e di spiaggia emersa. Nella parte più interna del terrazzo è sempre presente un corpo lenticolare da dulcicolo a salato, chiuso verso mare dalle tre unità litologiche marine sopra descritte e avente spessori massimi di 15 m. Nella parte alta sono presenti infine sabbie di battigia o di spiaggia emersa migrate verso terra fino a ricoprire le peliti dulcicolo-salmastre. La successione è chiusa da 5-6 m di conglomerati continentali pedogenizzati. I corpi terrazzati del III ordine, pur avendo uno spessore minore, mostrano sorprendenti analogie con la situazione stratigrafica descritta per il II ordine.

Le osservazioni geometriche e stratigrafiche effettuate sui terrazzi marini ad est del Fiume Trionto hanno permesso: di riconoscere nei depositi terrazzati 9 litofacies principali; di applicare la stratigrafia sequenziale ai depositi del II e del III ordine di terrazzi; di riconoscere nei depositi pelitici di retrobarriera fasi di emersione e di sommersione; di determinare la corrispondenza tra terrazzi e stadi isotopici marini (MIS), e quindi la loro età; di comprendere il ruolo giocato dal substrato argilloso nel processo trasgressivo e l'importanza degli apporti detritici nello sviluppo del sistema barriera-laguna. L'analisi dei caratteri geometrici delle superfici inferiori di erosione marina ha permesso inoltre di caratterizzare con nuovi criteri descrittivi i terrazzi, ad esempio con il "rapporto sollevamento/distanza" ed il "rapporto distanza/età" delle antiche linee di riva; considerazioni sulle curve climatiche ed eustatiche hanno consentito di calcolare la "velocità di arretramento delle falesie argillose" e di riconoscere la "corrispondenza terrazzo marino-alto picco eustatico interglaciale".

La tettonica ha controllato l'evoluzione dei terrazzi mediante il sollevamento, risultato pari a 0,5 mm/a circa, e con gruppi ben precisi di lineamenti tettonici. Dal punto di vista metodologico si propongono infine nuovi schemi per la descrizione e la nomenclatura dei terrazzi ed un quadro completo dei processi che intervengono nel rimodellamento degli antichi terrazzi sollevati.

ABSTRACT

The marine terraces of the coastal sector at the foot of the north-eastern slope of the Massiccio della Sila, east of the Trionto River, between Crosia and Calopezzati (Ionian coast of Calabria) were the subject of this study. The terraces cut through a substratum consisting of a Pleistocene marine succession, the base of which is sandy-pebbly and the rest clayey-silty; the layers dip towards the NNE at an angle of 10°-20°; uphill the basal Pleistocene sands lay discordantly on Miocene clays and sandstones.

The Miocene-Pleistocene sequence that crops out along the Ionian coast of Calabria today constitutes the proximal part of the sedimentary filling of a basin caused by the subduction of the African lithospheric plate under the Calabrian Arch, a complex chain consisting of a thrust-sheet of continental origin and ophiolite-bearing units. The dramatic uplift that Sila (like Serre and Aspromonte further south) is undergoing in the Quaternary is contributing to the partial emergence of this Miocene-Pleistocene sedimentary wedge, is causing the terracing along the Tyrrhenian and Ionian coasts and is provoking the strong seismicity of Calabria today. In the area studied, in particular, 4 orders of marine terraces are identifiable and have been the subject of morphological and sedimentological research (Fig. 1) The 1st order is represented by very remodelled relics lying between altitudes of 131 and 210 m; the 2nd by the remnants of terraced surfaces lying between altitudes of 80 and 120 m; the 3rd by fairly-well preserved surfaces lying between altitudes of 55 and 75 m, and the 4th by surfaces lying between altitudes of 20 and 30 m.

The conclusions drawn from data collected are synthesised as follows:

1) A detailed nomenclature has been proposed to describe the genetic, geometric and morphological characteristics of the terraces and those derived from their remodelling, above all in the presence of a terraced body of a certain thickness (Scheme in Fig. 31).

2) The age of each terrace has been established, considering that it is not the result of a single sea level highstand, but of "an interglacial eustatic peak". The chronology of the four orders of terraces in the area (Fig. 1) is as follows: 1st order (+210 m) = stages 9+11; 2nd order (+105÷120 m) = stage 7e; 3rd order (+64÷71 m) = stage 5e, 4th order (+25÷30 m) = substages 5a-5c. The uplift rate is 0.5 mm/yr (Tab.1).

3) The substratum, which consists of early-middle Pleistocene silty clays in the area studied, played a determining role in the transgressive process. The lithology of the substratum influenced the generation and rapid retreat of the seacliffs (see Point 10), and also favoured the development of an "erosion marine platform" rather than an abrasion one.

4) The terraced deposits have diversified lithologies; and so it is possible to distinguish **9 lithofacies**, correlatable to various beach environments. These are (Figs. 6, 14, 20, 25): (Cb) transgressive basal conglomerate; (Pm) marine pelites; (Si) lower grey sands; (Ags) alternating gravel and sand; (Ss) upper yellow sands; (Pds) fresh-water, brackish and lagoon pelites; (C.a.-A.-C.c.) arenaceous limestones-bioturbate sandstones-calcareous shellstones; (Ca) algal limestones; (Cc) continental conglomerates.

5) The great thickness that characterises the deposits of the 2nd order of terraces (up to 45 m) and the 3rd (up to 25 m), and their division into distinct lithofacies that distinguish the sedimentary bodies between them in a heteropy of facies, makes it possible to easily identify **two depositional sequences** (for both orders) indicative of a coastal barrier-lagoon system. In fact, a transgressive systems tract (TST) and a highstand systems tract (HST), divided by a "maximum flooding surface" (MFS) are identifiable (Fig. 33). The regressive depositional system was probably destroyed by the genesis of the most recent terraces. The HST deposit was formed by the strong progradation of the beach ridge, accompanied by aggradation; this would have determined the development of wide back-barrier lagoon or fresh-water basins.

6) The stratigraphic analysis of the pelitic successions (Pds) characteristic of the back-barrier basins mentioned above highlight periods of emersion (paleosol) and submersion (transgressive beach deposits) (Fig. 22) These testify to eustatic oscillations during the period of the "interglacial eustatic peak" and the consequent **polyphase genesis** of the 2nd and 3rd orders.

7) The generation of the marine terraces occurred at the end of the middle and during the late Pleistocene, in an extended deformational regime characterised by uplift (0.5 mm/yr) and the recommencement of fault activity. This favoured erosion and the production of detritus; the abundant **detrital supply** of the Trionto River caused the accentuated progradation of the paleobeaches and the formation of the lagoon-barrier systems, as documented by the 2nd and 3rd orders of terraces.

8) In the area studied each order of terraces was formed, at least in part, at the expense of the order immediately above it (Fig. 6, 14, 20). Thus, each terrace utilised a considerable quantity of the marine and continental sediments from the terraced deposit immediately above it during its formation. **The recycling** of these clastic sediments influenced the generation of the lower transgressive surfaces of the terraces and explains the carpet of large pebbles (Fig. 34) covering them (the surface is cut into the clays of the substratum) and the presence of rounded blocks of algal limestone coming from the 1st order of terraces (Ca lithofacies) in those of the 2nd, 3rd and 4th orders.

9) During the uplifting of the area, the high eustatic levels of the last interglacials created the characteristic stepped terracing of the area (Fig. 36). In this way the ancient coastlines of the 1st, 2nd, 3rd and 4th orders were gradually "distanced" from the actual coastline of today. **The ratio of uplift:distance** that can be calculated for each coastline gives angular values varying between 2.1° and 3°. Instead, **the ratio of distance:age** gives values of the "velocity of distancing" for each coastline varying between 1 and 1.5 cm/yr.

10) Our detailed knowledge of the width of the lower erosion surfaces of the terraces and the thickness of the terraced marine deposits make it possible to calculate **the velocity of the seacliffs retreat** of the terraces of the 2nd and 3rd orders. The deposits of these two terraces are transgressive in the lower part and progradant-aggradant in the upper part; thus they can be linked to the "first semi-amplitude of a eustatic and climatic oscillation" (which lasted approximately 7,500-10,000 years) (Fig. 37). A comparison with the eustatic uplift curve of the last interglacial makes it possible to indirectly deduce the times from the paleocurves and to calculate the partial times of the transgressive phases and the highstand. The rates of the retreat of the seacliffs are reported in Tab. 2; the mean values are 11 and 9 cm/yr for the 2nd and 3rd orders respectively, while the values referring to the transgressive tract of the lower surfaces only are 34 and 38 cm/yr respectively.

11) The polyphase genesis of a "terrace" (3.6.) requires long time periods that are compatible with an entire interglacial period, to which an **interglacial eustatic peak** corresponds. The climatic oscillations into which an interglacial period is divided can produce single **sea level highstands** (of much shorter time spans and different elevations) to which single and well-defined "shorelines" correspond (Tab. 3).

12) **Tectonics**. The generation and evolution of the terraces were tectonically checked using: a) the ratio of eustatic rise:tectonic uplift; b) the tectonic uplift (equal to 0.5 mm/yr) that raised the most ancient terrace (1st order) to an altitude of 210 m; c) the presence of faults or fractures along which erosion has worked during the different phases of the remodelling of the terraces. The tectonic lineaments have the following mean directions: N26°, 40°, 60°, 120° and 140° (Fig. 38).

13) After the uplift and emersion the terraces underwent **remodelling**, the oldest being the most degraded. The processes operating during the remodelling were of various types that can act for hundreds of thousands of years, but were not continuous as they are dependent on periodic climatic variations. Schematising an uplifted marine terrace as in Fig. 41, it is possible to highlight 6 groups of processes that operated on 6 distinct surfaces: (PF) Paleocliff; (SS) Upper surface of the terrace, (FA) Active cliff; (V.V.) Valley slopes; (F.V.) Valley bottom, (F.C.) Coastal area. The final complex effect is to reduce the area of the upper surface of the terrace, which can become one narrow ridge (tract of one drainage divide with subhorizontal trend) or divide itself into more or less isolated culminations of similar height. Over a long period the processes described in Fig. 41 lead to the complete destruction of the terrace.

Parole chiave: Terrazzi marini, depositi terrazzati, eustatismo, antiche linee di riva, erosione costiera, tettonica quaternaria, Pleistocene, Calabria..

Keywords: marine terraces, terrace deposits, depositional sequences, eustasy, paleoshorelines, seacliffs retreat, Quaternary tectonics, Pleistocene, Calabria, Italy.

1. PREMESSA

L'area oggetto della presente ricerca è ubicata ai piedi del versante nordorientale del Massiccio della Sila, lungo la costa ionica della Calabria settentrionale. La Sila, assieme ai massicci delle Serre e dell'Aspromonte posti più a sud, fa parte dell'Arco Calabro, una catena orogenica complessa, costituita da unità tettoniche sovrascorse dal Cretaceo inferiore al Paleocene con vergenza europea, che a loro volta si accavallano a partire dal Miocene inferiore sulla catena appenninica in via di formazione. L'edificio alpino e quello appenninico, ormai saldati tra loro, sovrascorrono in toto sui depositi

dell'avanfossa (verso est) nella fase medio-pleiocenica. La paleocatena europavergente è costituita in basso da Unità ofiolitifere metamorfosate (crosta oceanica della Tetide) e in alto da Unità metamorfiche di margine continentale (basamento ercinico metamorfico con intrusioni granitoidi). Il settore orientale della Sila è occupato dall'Unità di Longobucco, priva di metamorfismo alpino, che conserva una copertura sedimentaria meso-cenozoica (da Gasperi, 1995).

I primi studi nell'area risalgono all'800 (Cortese, 1895; Fucini, 1896 e Lovisato, 1878); contributi geologici a carattere generale sono stati forniti da Ogniben (1962), Selli (1962) e da Roda (1967); ricerche stratigra-

fiche e morfologiche sul Quaternario sono state condotte da Panizza (1966 e 1967) e più recentemente dal Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia (1995), che ha prodotto una Carta Geomorfologica al 50.000. L'area è inoltre coperta dai Fogli al 25.000 della Carta Geologica della Calabria (Capo Trionto, F° 230-I-NO e Calopezzati, F° 230-I-SO). Ciaranfi *et alii* (1983), Ghisetti & Vezzani (1981), Scandone (1982) e Tortorici *et alii* (1995) hanno infine condotto ricerche sulla Tettonica e la Geodinamica dell'Arco.

L'intensa attività tettonica che si manifesta nel Quaternario produce un notevole sollevamento di Sila, Serre e Aspromonte, contribuendo all'emersione parziale del riempimento sedimentario del bacino calabro-ionico di età miocenico-quadernaria; provoca la formazione di terrazzi marini lungo le coste tirreniche e ioniche; innesca una intensa attività erosiva dei rilievi ed è causa della forte sismicità che caratterizza la Calabria.

Le ricerche sui terrazzi marini di Crosia-Calopezzati, seppure in un'area molto ridotta, hanno portato un contributo alla conoscenza degli eventi sedimentari, climatici, eustatici, morfologici e tettonici avvenuti nella parte finale (Pleistocene medio e superiore) di questa complessa storia geologica. Sulla base di questa (e di precedenti esperienze) si è cercato inoltre di dare un contributo metodologico alla descrizione dei terrazzi e alla definizione della nomenclatura.

L'area indagata si estende ad est del F. Trionto; essa è caratterizzata da una linea di costa con andamento circa NO-SE condizionato da faglie (v. Cap. 3.12.). La piana costiera è ben sviluppata nell'ala orientale del delta del F. Trionfo, ma si riduce fin quasi a sparire verso SE.

Nell'area Crosia-Calopezzati è stata studiata in dettaglio (dallo scrivente) anche la stratigrafia del substrato pleistocenico, che sarà oggetto di una prossima Nota. Questo studio è risultato fondamentale per il riconoscimento dei corpi terrazzati marini, che poggiano in netta discordanza sul substrato argilloso.

2. DESCRIZIONE DEI TERRAZZI

Lo studio dei relitti morfologici di superfici terrazzate e dei lembi di depositi terrazzati disposti tra 20 e 220 m s.l.m. ha portato al riconoscimento di 4 ordini di terrazzi. Ciò è avvenuto mediante la correlazione tra i diversi relitti, che ha dovuto tener conto di leggere variazioni di quota che essi manifestano lungo il tratto di costa esaminato; le differenze sono dovute in parte alla tettonica, in parte al diverso spessore della copertura continentale che sovrasta il corpo terrazzato marino, in parte al diverso grado di erosione subito. In secondo luogo, i corpi terrazzati sono risultati litologicamente complessi, con variazioni di facies sia verticali che laterali. Per tali ragioni la descrizione dei terrazzi verrà effettuata per "Settori" a partire da occidente e per singoli "Ordini" a partire dal più alto; la descrizione per settori non è stata effettuata per il terrazzo del I ordine per scarsità di dati.

L'interpretazione ambientale dei differenti corpi sedimentari riconosciuti è stata effettuata mediante lo studio delle microfane, in particolare per quanto riguarda i depositi pelitici sia marini che di retrobarriera (gruppo di Bologna: Colalongo, Pasini, Vaiani). L'esposizione

dei dati micropaleontologici viene tuttavia rimandata ad una prossima nota; i depositi di retrobarriera hanno fornito faune da dolci a salate. Nel caso dei depositi sabbiosi o ghiaiosi il riconoscimento degli ambienti è stato reso possibile dall'analisi delle strutture sedimentarie (embriciatura, classazione, laminazione ecc. e, a volte, dalla presenza di gusci di lamellibranchi). Quanto detto vale anche per i depositi terrazzati del III ordine.

2.1. Relitti del terrazzo del I ordine, con linea di riva a circa 210 m

Questo ordine è documentato da alcuni relitti di superfici terrazzate corrispondenti a tratti suborizzontali di crinali in località Calopezzati, da culminazioni topografiche a quote simili disposte lungo il crinale Crosia-Stazione di Mirto Crosia e, lungo lo stesso crinale, da pochi lembi di depositi terrazzati marini (Fig. 1). Questi relitti sono complessivamente compresi tra le quote di 130 e 210 m; l'intervallo altimetrico piuttosto ampio può trovare giustificazione nelle faglie riconosciute nell'area (Cap. 3.12.). Non è direttamente dimostrabile che i relitti si possano riferire a più ordini di terrazzi diversi, tenendo conto (da rilevamenti dello scrivente) che in sinistra del F. Trionto il terrazzo del I ordine appare meglio rappresentato tra 160 e 215 m di quota, con superfici terrazzate abbastanza estese (in particolare Piano Bùcida, tra 170 e 207 m), cui fa seguito direttamente il terrazzo del II ordine, esteso tra 85 e 130 m (vedi anche Cap. 3.8.). L'ipotesi che esso in verità derivi dalla fusione di due distinti terrazzi di età diversa, verrà avanzata nel successivo Cap. 3.2. Il corpo originario del terrazzo, oltre che dislocato da faglie circa NE-SO (40-42°) e NO-SE (117-122°), risulta ampiamente smantellato dallo sviluppo e dall'approfondimento della rete idrografica, complice la natura argillosa del substrato.

Il terrazzo è rappresentato in Fig. 2 dal profilo eseguito lungo il crinale N-S, esteso tra Cozzo S. Pietro e Stazione di Mirto Crosia, ma la descrizione dei suoi vari aspetti è stata fatta utilizzando tutti i dati disponibili nell'area esaminata.

a) Aspetti geometrici

La *superficie inferiore* del terrazzo è stata ricostruita geometricamente (profilo B in Fig. 2), tenendo conto delle faglie che la dislocano. In località Calopezzati (Fig. 1) il margine interno è probabilmente sollevato fino a 220-230 m, dove sono stati ritrovati depositi ciottolosi. In base a tale ricostruzione, l'*ampiezza massima* del terrazzo risulta di 2300 m, comparabile con quella osservata in sinistra Trionto, dove raggiunge un valore di circa 2500 m. Si tratta quindi di una superficie notevolissima; considerando le quote del margine interno a 207 m e dell'orlo esterno a circa 130 m (dislivello che risente dell'effetto delle faglie), la sua inclinazione risulta di 1,9°; eliminando i rigetti delle faglie il valore originario doveva però essere minore, probabilmente simile a quello degli ordini più bassi, e pertanto compreso tra 0,5° e 1°. In ogni caso il valore d' inclinazione della superficie terrazzata (geometricamente ricostruita) si stacca nettamente da quello della *paleofalesia degradata* a monte, che risulta pari a 8,5° (profilo B in Fig. 2).

La *superficie inferiore* di erosione marina taglia in discordanza il substrato pleistocenico argilloso che presenta immersioni degli strati verso NNE, con inclinazioni variabili tra 10 e 15 gradi. La faglia a 118° (vedi profilo A

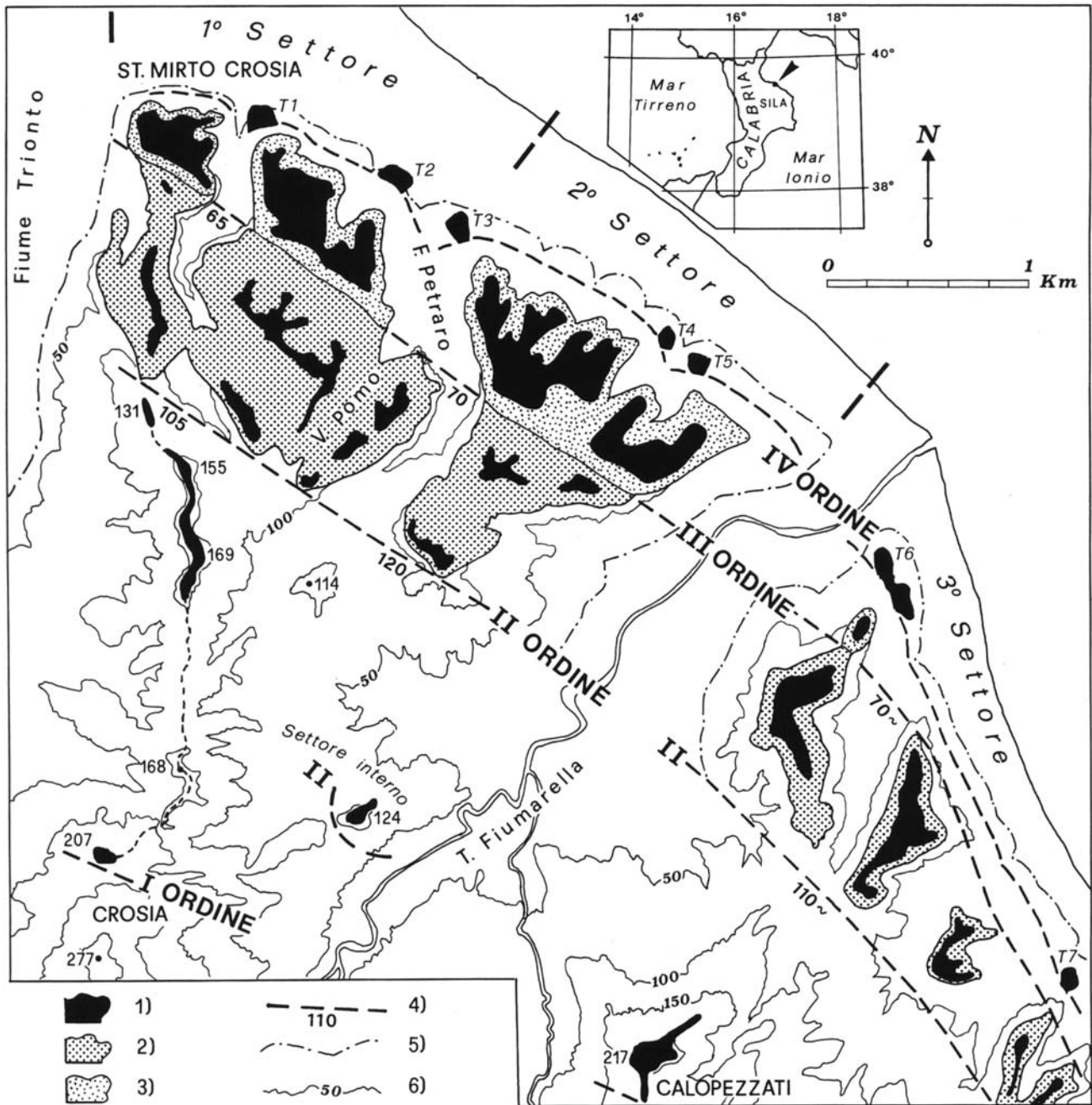


Fig. 1 - Distribuzione dei 4 ordini di terrazzi marini riconosciuti lungo il tratto di costa studiato; è riportata la suddivisione in Settori, utilizzata per le descrizioni nel Cap.2. 1) Relitti meglio conservati (indipendentemente dal loro ordine) delle superfici superiori (SS.r.), caratterizzati da culminazioni topografiche e da ripiani a debole pendenza. Nei settori occidentali il terrazzo del I ordine è testimoniato da un esteso crinale (linea tratteggiata tra le quote di 207 e di 131 m) lungo il quale vi sono "relitti morfologici" (q. 168) privi di depositi e "lambi di depositi" (q. 169, 155 e 131), la cui estensione areale coincide con la SS. (Fig. 2). Le superfici del IV ordine (T1-T7) sono spesso prive di depositi. 2) Distribuzione dei depositi terrazzati del II ordine; i singoli lembi sono caratterizzati da superfici superiori ampiamente rimodellate (in nero). Il substrato è costituito dalle argille pleistoceniche. 3) Distribuzione dei depositi terrazzati del III ordine; in destra del T. Fiumarella questo ordine è molto ridotto o assente (paragr. 2.2.3.). Da notare il differente rapporto tra 1) e 2) per i terrazzi del II e per quelli del III ordine. 4) Paleolinee di riva ricavate correlando i dati dei singoli lembi terrazzati. 5) Piede dei versanti. 6) Isoipse con equidistanza di 50 m, ricavate dalle carte al 10.000 della Regione Calabria (F.230-I N.O. Sez.B-Stazione di Mirto Crosia e F.230-I S.O. Sez.A- Calopezzati).

Distribution of the 4 orders of marine terraces identified along the coastal tract studied; the subdivision into Sectors used for the description in Chapt. 2 is reported here. 1) Better preserved remains of the upper surfaces (SS.r.), characterised by topographic culminations and gently sloping surfaces. In the western sectors the terrace of the 1st order testifies to a long ridge (broken line) along which there are "morphological remains" (height 168 m) without deposits and "remains of deposits" (height 169, 155 and 131 m) (Fig. 2). The surfaces of the 4th order (from T1 to T7) are often without deposits. 2) Distribution of deposits of the 2nd order; the isolated remains are characterised by extensively reworked upper surfaces. The substratum consists of Pleistocene clays. 3) Distribution of terraced deposits of the 3rd order; this order is much reduced or absent to the right of the Fiumarella Torrent (Paragraph 2.2.3). The different ratio between 1) and 2) for the terraces of the 2nd and 3rd orders should be noted. 4) Paleocoastline deduced from the data of the isolated terraced remains. 5) Foot of the slopes. 6) Contour lines with 50 m intervals, taken from the 1:10,000 map of Calabria (F.230-I N.O. Sect. B-Stazione di Mirto Crosia and F.230-I S.O. Sect. A- Calopezzati).

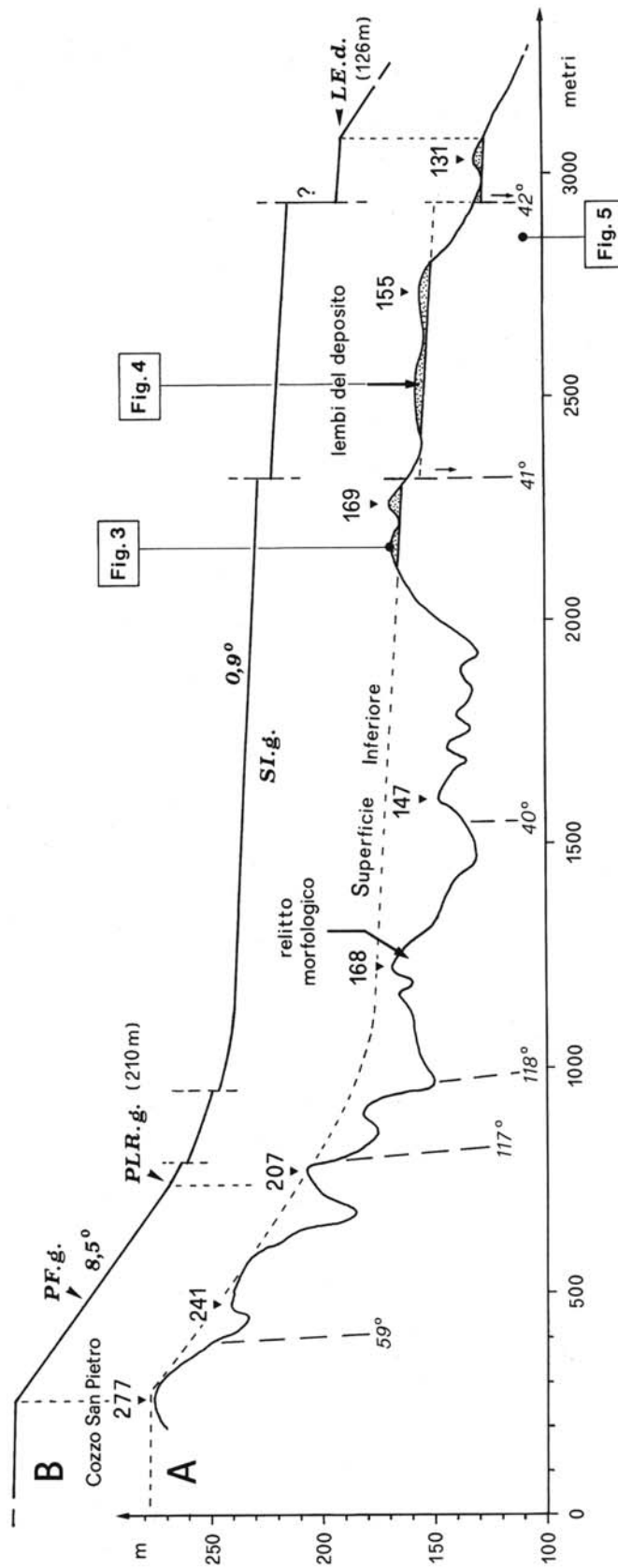


Fig. 2 - A) Profilo del crinale compreso tra Cozzo S. Pietro (277 m) e la culminazione di quota 131 m (traccia in Fig. 1); il disegno deriva dalla proiezione dei dati topografici su un piano verticale disposto N-S. In base ai rilievi morfologici e ai pochi lembi del deposito marino terrazzato è stato possibile ricostruire geometricamente il terrazzo. In B) è riportata la superficie inferiore (SI.g.), che si presenta dislocata dalle faglie ricavate nel corso del presente lavoro (Fig. 38); ciò rende difficile stabilire se alcuni scalini siano legati al terrazzamento originario oppure ai successivi effetti della tettonica. E' verosimile comunque che il terrazzo sia composto, cioè formato dagli alti eustatici degli stages 9 e 11 (Cap. 3.2. e 3.9.). La paleolinea di riva (PLR.g.) si può collocare a circa 210 m di altezza. I depositi sono descritti al paragraf. 2.1.

A) Profile of the ridge between Cozzo S. Pietro (277 m) and the culmination of the height of 131 m (line in Fig. 1); the design is derived from the projection of the topographic data onto a vertical plane disposed N-S. The ridge is the only testimony to the terrace of the 1st order in Sectors 1 and 2; however, it has been almost totally destroyed by remodelling. On the basis of the morphological remains and the few relics of the terraced marine deposit it has been possible to geometrically reconstruct the terrace. B) The lower surfaces (SI.g.) are dislocated by fault systems deduced in the course of the present work (Fig. 38); this makes it difficult to establish whether any of the steps are associated with the original terracing. However, it is probable that the terrace was thus composed, that is formed by the eustatic highs of stages 9 and 11 (Chapt. 3.2. and 3.9.). The paleoshoreline (PLR.g.) can be placed at an altitude of about 210 m. The deposits are described in Paragraph 2.1. The morphological symbols are in Fig. 31.

di Fig. 2) separa il corpo argilloso a nord dalle sabbie basali pleistoceniche a sud; nel blocco compreso tra le faglie 117° e 118° gli strati sabbiosi inclinano di 20-30°. Un'ultima considerazione riguarda la diminuzione di larghezza del terrazzo da NO a SE, analogamente a quanto verrà meglio spiegato per gli ordini più bassi (paragr. 2.2.3.): nel settore di Calopezzati infatti l'ampiezza è inferiore a 600 metri.

b) Aspetti litologici

Il corpo terrazzato marino compare con spessori assai ridotti e frammentato in piccoli lembi relitti; essi sono ancora osservabili sulle culminazioni di quota 169, 155 (Fig. 3) e 131 m presenti nella parte esterna del terrazzo (profilo A di Fig. 2). Nella parte più alta, invece, compaiono depositi ciottolosi a Crosia (207 m) e a Calopezzati (tra 210 e 230 m): i clasti sono arrotondati, di varia natura litologica, eterometrici, con diametri che arrivano a superare i 50 cm.

Il deposito di quota 169 m.

Consiste in 3-4 m di conglomerati molto alterati, poggiati direttamente sul substrato argilloso pleistocenico. Il colore rilevato è compreso tra 2,5 YR-3/6 e 5YR-4/6. I clasti, composti da arenarie, graniti e quarzo, sono arrotondati, con diametri che possono arrivare a 50 cm.

Il deposito di quota 155 m.

È caratterizzato da diversi metri di ghiaie, fino a 5-6 m, con ciottoli arrotondati eterometrici aventi diametri massimi fino a 50-100 cm! Localmente è possibile osservare alla base sabbie quarzose fini e medie, classate, laminate; al tetto invece relitti di un banco di calcari algali bioclastici, vacuolari, ben cementati. Situazioni stratigrafiche simili a quella descritta sono state osservate in sinistra Trionto (circa alle stesse quote), dove banchi organogeni ad alghe risultano compresi tra depositi ciottolosi. La presenza di "calcari algali" doveva essere in origine ben più consistente, in quanto è possibile osservare sui versanti immediatamente sottostanti numerosi blocchi metrici di calcari; i blocchi non si presentano



Fig. 3 - Terrazzo del I ordine; Settore 1°. Sono visibili le due culminazioni topografiche a 169 e a 155 m sul l.m. (vedi profilo in Fig. 2). C) Deposito ciottoloso pedogenizzato (visibile anche in primo piano), poggiante sulle argille A) del substrato.

Terrace of 1st Order; Sector 1. The two topographic culminations at 169 and 155 m are visible (see profile in Fig. 2). C) pedogenised pebbly deposit (also visible in the foreground), lying on the clays (A) of the substratum.

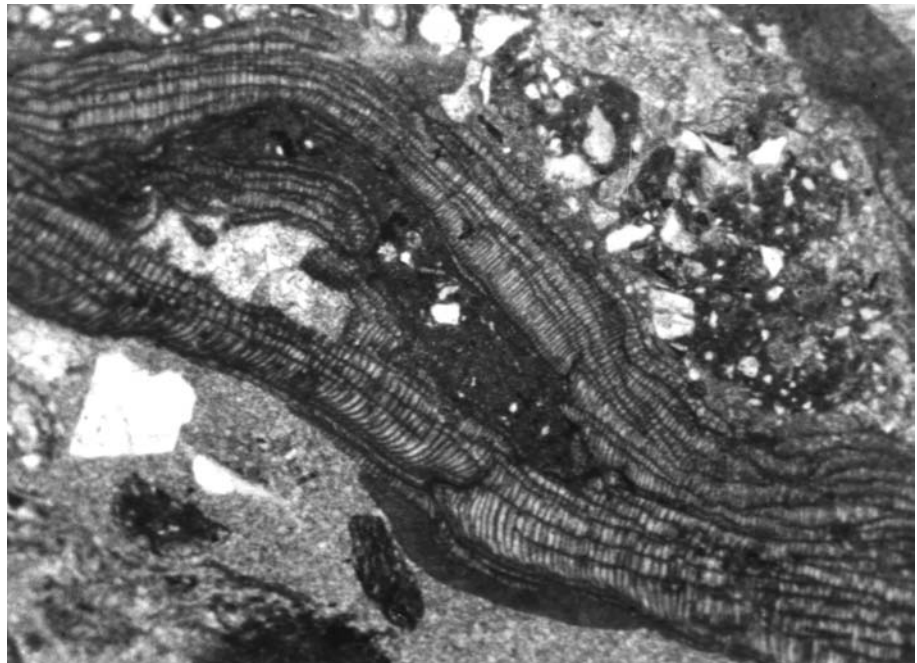


Fig. 4 - Sezione sottile che mostra un aspetto dei calcari algali affioranti localmente in corrispondenza dei lembi relitti del I ordine di terrazzi. Le sezioni viste mostrano frammenti di briozoi, di molluschi e di serpulidi; radioli di echinidi; tra i foraminiferi Miliolidi, Acervulinidi ed *Elphidium*. Caratteristica la presenza di alghe calcaree rosse; l'associazione è poco diversificata, con grande abbondanza di corallinacee incrostanti riferibili ai generi *Titanoderma*, *Spongites*, mentre in subordine sono *Lithothamnion* e *Mesophyllum*. Tra le corallinacee articolate sono presenti rari segmenti di *Amphiroa*. Le alghe si presentano sia come talli incrostanti un sedimento sabbioso, sia come piccole rodoliti, anche centimetriche, immerse nella sabbia fine. Nella fotografia è visibile il particolare di un tallo sottile di *Titanoderma* sp. instauratosi su sedimento detritico (Ingr. 50 volte circa - Camp. SX 3).

*Thin section showing the features of algal limestones locally outcropping in the 1st Order of terraces. The sections examined contain fragments of bryozoans, molluscs and serpulids, echinoid spines, and miliolids, acervulinids and Elphidium among the foraminifera. The presence of calcareous red algae is a common character; the association is poorly diversified, with a great abundance of nongeniculate Corallinaceae associated with the genera *Titanoderma* and *Spongites*, with minor *Lithothamnion* and *Mesophyllum*. There are a very few intergenicula of *Amphiroa* among the geniculate Corallinaceae. The algae are present as thalli encrusting a sandy sediment and small rhodoliths, even centimetric, scattered in fine sand. A close-up of a thin thallus of *Titanoderma* sp. is visible on detrital sediment in the photograph (50x - Camp. SX 3).*

arrotondati e non sono perforati da litodomi. Non sono quindi blocchi rimaneggiati, ma semplicemente scivolati in basso lungo i versanti argillosi; nei depositi conglomeratici dei terrazzi più bassi non è infrequente trovare blocchi di calcari algali, ma in questo caso essi si presentano arrotondati e forati dai litodomi (Cap. 3.8.).

Il deposito di quota 131 m. È costituito da un lembo relitto di un banco spesso 2-3 m di calcare bioclastico algale, ben cementato, vacuolare, non forato da litodomi (Fig. 4). Il "piastrone" sembra poggiare direttamente sulle argille del substrato; è ricoperto per 3-4 m da un deposito ruditeo rubefatto di ciottoli in prevalenza arenacei e quarzosi. Anche in questo caso sono presenti lungo i versanti sottostanti blocchi scivolati di calcare algale (Fig. 5). Una stratigrafia analoga è stata osservata in sinistra Trionto (località Serra Campo, quota 170 m circa), dove al banco organogeno di 2-3 m fanno seguito ghiaie ben lavate, gradate, passanti verso l'alto a sabbie grosse, classate, marine.

c) Considerazioni ambientali

Il terrazzo del I ordine si presenta estremamente degradato; i pochi relitti che lo testimoniano permettono di fare solamente alcune considerazioni. Innanzi tutto la sua grande ampiezza (2,3 km) lascia intuire che le condizioni della sedimentazione dovevano differenziarsi: verso riva prevaleva sicuramente l'apporto clastico terrigeno, mentre al largo esistevano condizioni più favorevoli alla sedimentazione organogena, ben compatibile con la formazione dei calcari algali descritti. In secondo luogo la bassa inclinazione del fondo (0,5-1°) permetteva, in corrispondenza di oscillazioni eustatiche anche lievi, rapide regressioni o trasgressioni che hanno originato le brusche variazioni di facies osservate, da ghiaie



Fig. 5 - Settore 1°: blocco isolato di calcari algali, alla quota di circa 50 m, franato lungo il versante argilloso sottostante al crinale di quota 155-131 m. Esso proviene quindi dal terrazzo del I ordine, così come i blocchi di calcare algale, rielaborati dalle onde, presenti a volte nei depositi marini dei terrazzi più bassi.

Sector 1: isolated block of algal limestone, at an altitude of about 50 m, along a clayey slope under the ridge at an altitude of 155-131 m (Fig. 1). This block testifies to the terraced deposit of the 1st Order; there are also blocks of algal limestone, reworked by the waves, in the marine deposits of the lower terraces.

a calcari organogeni e viceversa. In terzo luogo gli "scalini" che la superficie del terrazzo presenta (profili A e B di Fig. 2), attribuiti a faglie che hanno agito anche sui terrazzi più bassi e che hanno dislocato il substrato, potrebbero in parte trovare origine dall'azione di più stazionamenti del mare a quote diverse. Questo argomento verrà ripreso successivamente (Cap. 3.11.)

2.2. Le superfici terrazzate del II ordine, con linea di riva a 105÷120 m

La descrizione dei terrazzi del II ordine viene distinta in 3 Settori, da NO a SE, e in un Settore Interno.

In questo e nei successivi paragrafi verranno utilizzate, nella descrizione degli elementi morfologici dei terrazzi, alcune sigle (poste tra parentesi) che si riferiscono alla Fig. 31, descritta al paragr. 3.1.

2.2.1. PRIMO SETTORE (tra il F. Trionto ed il Fosso Petraro-Vallone Pomo)

a) Aspetti geometrici (Fig. 6 A)

Il corpo sedimentario terrazzato ha una *ampiezza* (SI.g.) massima trasversale alla costa di 1000 m; la *spessore* massimo è di 45 m, in corrispondenza della copertura continentale meglio conservata. La *superficie inferiore* del terrazzo si alza in quota da circa 51 fino a 60 m con andamento regolare e rettilineo (SI.tr.) e con inclinazione calcolata di 0,8°, per poi incurvarsi verso l'alto (SI.tc.) e chiudersi a quasi 120 metri s.l.m. (questo tratto ha una inclinazione media calcolata di 7,3°). La *superficie superiore* del terrazzo (intesa come SS.r.) varia da 92 a 110 m. Occorre ovviamente notare che la parte "esterna" del terrazzo è mancante in quanto erosa dalla genesi del terrazzo successivo, sviluppato tra 60 e 70 m di quota (paragr. 2.3.1.).

L'originario terrazzo si presenta oggi fortemente rimodellato e intagliato anche dallo sviluppo del reticolo idrografico conseguente al sollevamento dell'area; i lembi terrazzati meglio conservati corrispondono ai rilievi a 105 e a 114 m (vedi Fig. 38) denominati: Serricelle di Mirto e Destra dei Biviere. Il profilo A di Fig. 6 deriva dalla proiezione su un piano N-S del crinale che si sviluppa dal paese di Crosia (a sud) fino alla stazione di Mirto Crosia (a nord). I dati geologici e stratigrafici che hanno permesso la ricostruzione della sezione geologica appartengono invece a tutta l'area compresa tra il F. Trionto (ad ovest) ed il Fosso Petraro-Vallone del Pomo (ad est). Essi sono stati utilizzati proiettandoli sulla sezione N-S secondo direttrici facenti un angolo con il nord di 122°; tale angolo corrisponde alla direzione di sviluppo lungo costa del terrazzo stesso e, in particolare, alla direzione della congiungente i margini interni delle superfici terrazzate (vedi Cap. 3.12.).

Questo metodo è stato utilizzato anche per le altre ricostruzioni che verranno descritte più avanti; l'integrazione di tutti i dati consente di riconoscere le reali variazioni che avvengono all'interno del corpo terrazzato. Un inconveniente è risultato il maggior sollevamento (circa 10 m) riscontrato a SE nel terrazzo, causato da faglie circa NE-SO (40-42°) e NO-SE (122-123°), già individuate mediante lo studio morfotettonico dell'area e confermate dall'analisi dei rigetti stratigrafici presenti nel substrato.

b) Aspetti litologici e sedimentologici

Il deposito terrazzato si presenta complesso, con

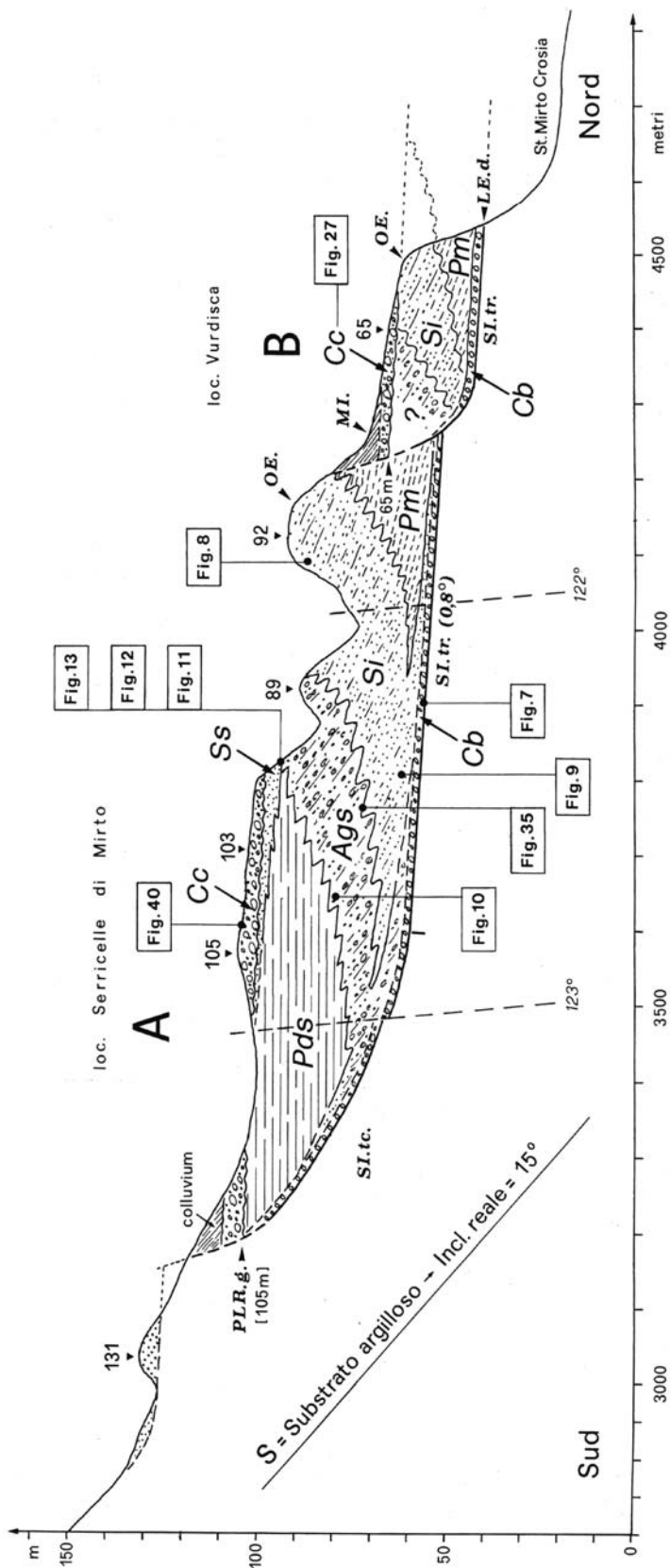


Fig. 6 - Profilo del crinale compreso tra la culminazione di quota 131 m e l'abitato di Stazione di Mirto Crosia (Fig. 1); costituisce la prosecuzione di quello riportato in Fig. 2.

A) Sezione geologica del **terrazzo del II ordine** relativo al Settore 1. Il deposito è suddivisibile nelle litofacies marine Cb, Pm, Si, Ags, Pds ed Ss (per la descrizione vedi paragr. 2.2.1.b.); il relitto della superficie terrazzata di q. 105 m conserva anche le litofacies continentale Cc. La sezione mostra i caratteri geomorfologici e sedimentari del deposito terrazzato; essi vengono discussi al Cap. 3, Paragrafi 1, 4 e 5. La corrispondente paleolinea di riva (PLR.) si colloca a 105 m circa sul l.m. La parte settentrionale rivolta verso mare risulta troncata dalla formazione del **terrazzo del III ordine**, rappresentato nel profilo B) con paleolinea di riva a 65 m. La geometria interna del deposito è simile a quella del terrazzo del II ordine, ma alcune litofacies sono meno rappresentate. Nota: per i simboli morfologici vedi Fig. 31. Il rigetto delle linee tettoniche a 122° e a 123° non è chiaro, ma è evidente il loro effetto morfologico, dato da selle e incisioni trasversali. Profile of the ridge lying between the culmination at 131 m and the town of "Stazione di Mirto Crosia" (Fig. 1); this is the continuation of that reported in Fig. 2.

A) Geological section of the **terrace of the 2nd order** in Sector 1. The deposit is subdivisible into the marine lithofacies Cb, Pm, Si, Ags, Pds and Ss (Fig. 33; description in Paragraph 2.2.1.b.); the remains of the terraced surface at a height of 105 m also preserve Cc continental lithofacies. The section shows the geometric and sedimentary characteristics of the terraced deposit; these are discussed in Chapt. 3, Paragr. 1, 4 and 5. The corresponding paleoshoreline (PLR.g) can be placed at a height of about 105 m. The northern sector, facing towards the sea, has been truncated by the formation of the **terrace of the 3rd order**, represented in profile B) as a paleoshoreline at a height of 65 m. The internal geometry of the deposit is similar to that of the terrace of the 2nd order, but some lithofacies are less represented. NB: See Fig. 31 for the morphological symbols. The throw of the tectonic lines at 122° and 123° is not clear, while their morphological effect is.

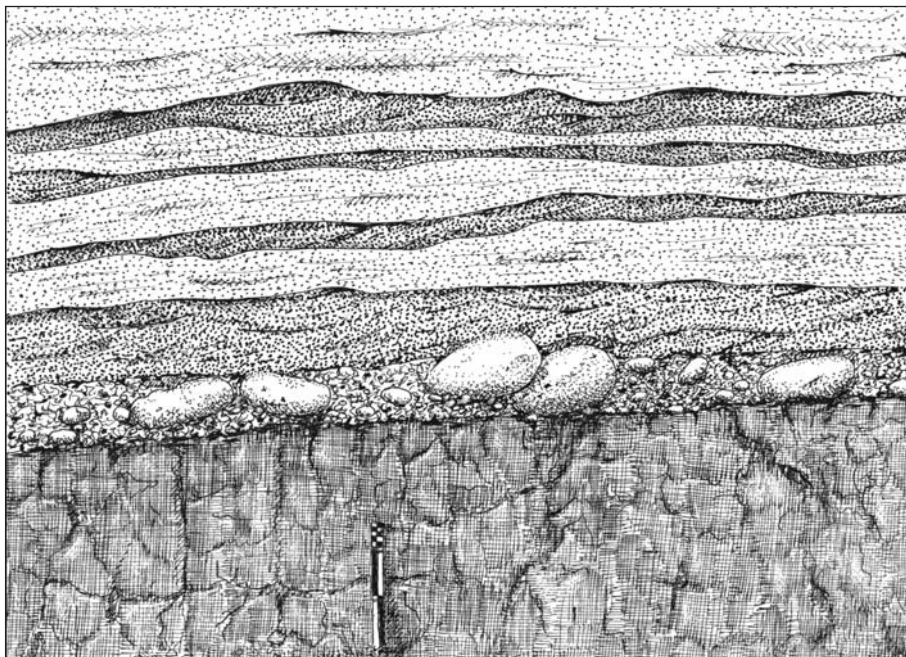


Fig. 7 - Terrazzo del II ordine; settore 1°; quota 58 m; passaggio tra le argille del substrato e le "sabbie inferiori" (litofacies Si). Sulla superficie di erosione argillosa poggiano direttamente ciottoli ben arrotondati di 15-25 cm di diametro (litofacies Cb); essi sono la testimonianza del fenomeno del riciclaggio dei conglomerati appartenenti al terrazzo superiore (vedi 3.8.); l'embriciatura è verso mare (a sinistra). (Disegno tratto da fotografia)

Terrace of 2nd Order; Sector 1; altitude 58 m; change from the Pleistocene clays of the substratum to the "lower sands" (Si lithofacies). Well rounded pebbles of 15-25 cm diameter lie directly on the erosion surface; these testify to the phenomenon of recycling of conglomerates belonging to the older terraces (see Chapt. 3.8.); the imbrication is towards the sea (left). Design based on photograph.

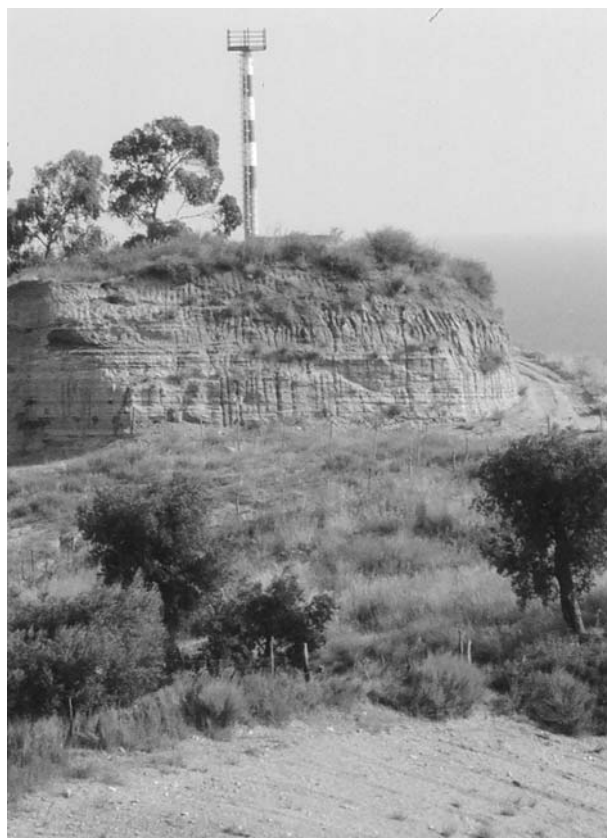


Fig. 8 - Terrazzo del II ordine; settore 1°; litofacies Si. Affioramento di quota 92 m (Vedi Fig. 6A) costituito da sabbie a stratificazione parallela; gli strati sono inclinati di pochi gradi verso nord. Nella parte alta affiora un deposito ciottoloso pedogenizzato (forse riferibile alla litofacies Ags).

Terrace of 2nd Order; Sector 1; Si lithofacies. Outcrop of parallel-stratified sands at an altitude of 92 m (Fig. 6A); the layers are inclined a few degrees towards the N. A pedogenised pebbly deposit crops out in the upper part (perhaps relatable to the Ags lithofacies).

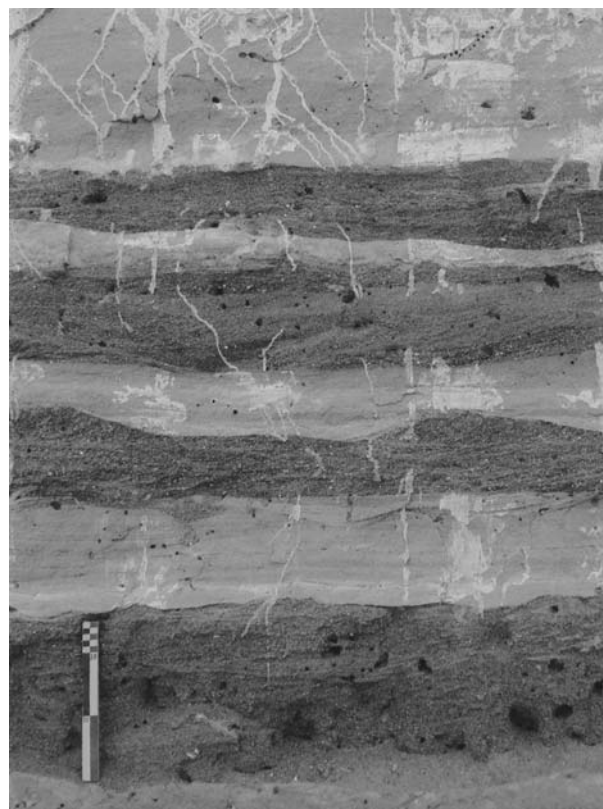


Fig. 9 - Terrazzo del II ordine; Settore 1°; quota 60-70 m; litofacies Si: alternanze di sabbie fini grigio-chiaro e di sabbie grosse color grigio scuro, con ciottoletti. Nelle sabbie scure sono evidenti strutture da ripples; gli strati inclinano di 1-3° verso mare. Facies: spiaggia sottomarina esterna alle barre (shoreface inferiore).

Terrace of 2nd Order; Sector 1; altitude 60-70 m; Si lithofacies: alternate layers of light grey-coloured fine sands and dark grey-coloured coarse sands, with pebbles. There are ripples in the dark sands; the layers incline 1-3° towards the sea. Facies: underwater beach outside the bars (lower shoreface).

vistose variazioni di facies causate da un processo trasgressivo e da una fase finale di alto stazionamento del mare alla quota di 105-110 metri; un deposito regressivo legato all'abbassamento eustatico non è stato riconosciuto. I corpi con differente litologia verranno per semplicità descritti separatamente, pur essendo tra loro geneticamente legati.

1) *Conglomerato basale* (Cb). La superficie inferiore del terrazzo taglia in discordanza le argille pleistoceniche del substrato, inclinate di 13-15° verso mare. Sulla superficie poggiano direttamente ciottoli ben arrotondati con diametro fino a 20-25 cm, spesso distribuiti su un unico orizzonte (Fig. 7); in altre situazioni sono presenti strati di ghiaie ben cementate.

2) *Peliti marine* (Pm). Comprendono alternanze sottili di peliti sabbiose e di sabbie fini siltose con livelletti pelitici, in parte bioturbate, immergenti verso nord di

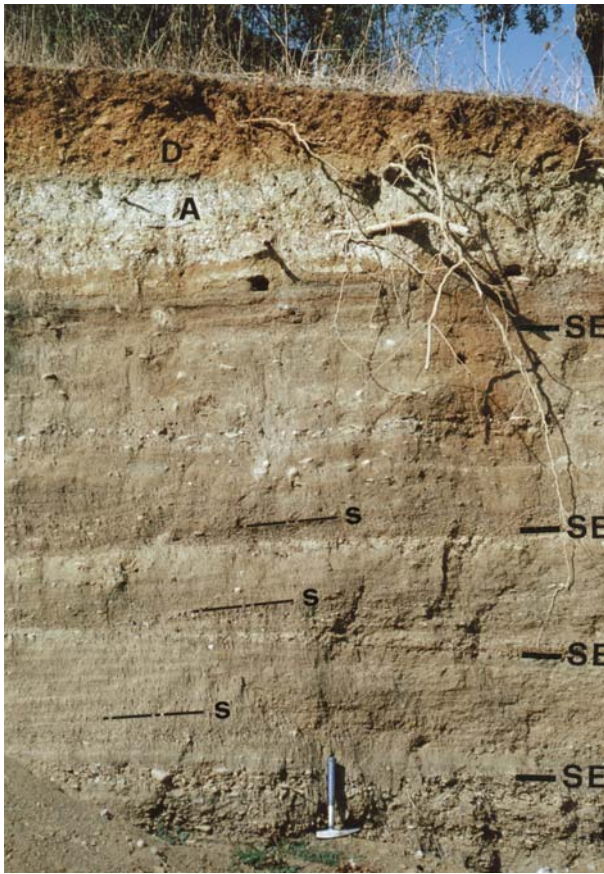


Fig. 10 - Terrazzo del II ordine; Settore 1°; quota 80 m; località: fosso tra Destra dei Biviere e Destra della Garruba; litofacies Ags: alternanze di sabbie e ghiaie. Gli strati sono evidenziati da superfici erosive cuneiformi SE; i sets (s) all'interno sono discordanti con le superfici di strato; i ciottoli sono embriciati a destra (verso mare). Facies di battigia. In alto: A= livello argilloso ricco di carbonato di calcio (Pds?); D= detrito di versante pedogenizzato.

Terrace of 2nd Order; Sector 1; altitude 80 m; locality: small valley between Destra dei Biviere and Destra della Garruba; Ags lithofacies: alternate sandy and clayey layers. The beds have wedge-shaped erosive surfaces towards the SE; the internal sets (s) are discordant with the surfaces of the beds; the pebbles are imbricated towards the NNW (towards the sea). Foreshore facies. At the top: A = carbonate-rich clayey layer (Pds?); D = pedogenised slope detritus.

2-3°. Definiscono un ambiente di spiaggia profonda che risentiva delle forti mareggiate.

3) *Sabbie grigie inferiori* (Si). Questa litofacies è caratterizzata da sabbie grigie da fini a grosse, con superfici di stratificazione immergenti di 4-6° verso NE (direzione media degli strati: 120°) (Fig. 8). La stratificazione definisce pertanto un ambiente marino che si approfondisce verso nord. La maggior batimetria è documentata da sabbie, a volte bioturbate, medio-fini, fini e da livelletti siltosi; la batimetria minore da sabbie grosse e molto grosse con sottili orizzonti a piccoli ciottoli, e inoltre da strutture erosive che producono continue variazioni granulometriche (Fig. 9), caratteristiche di un ambiente di spiaggia sottomarina dominato dalle onde e dalla migrazione delle barre.

4) *Alternanze ghiaioso-sabbiose* (Ags). Sono costituite da sabbie molto grosse, ghiaietto millimetrico o da ghiaie centimetriche in alternanze spesso lentiformi; i clasti appiattiti risultano immergenti a NE, con evidente embriciatura dei ciottoli verso mare (Fig. 10); anche la stratificazione è caratterizzata da immersioni verso NE, con inclinazioni di 2-4°. Questi dati testimoniano l'origine marina del deposito, rappresentativo della battigia o della spiaggia sottomarina superiore (Fig. 11).



Fig. 11 - Terrazzo del II ordine; Settore 1; quota 95 m; località: Destra dei Biviere; litofacies Ags: alternanze ghiaioso-sabbiose e sabbioso-ghiaiose. Embriciatura dei ciottoli verso NE; superfici di strato mal definite, inclinate di 4-8° verso NE. Il deposito passa in alto a sabbie (Fig. 12).

Terrace of 2nd Order; Sector 1; altitude 95 m; locality: Destra dei Biviere; Ags lithofacies: alternate gravely-sandy and sandy-gravely layers. Pebbles imbricated towards the NE; poorly defined bed surfaces, dipping 4-8° towards the NE. The deposit becomes sandy towards the top (Fig. 12).

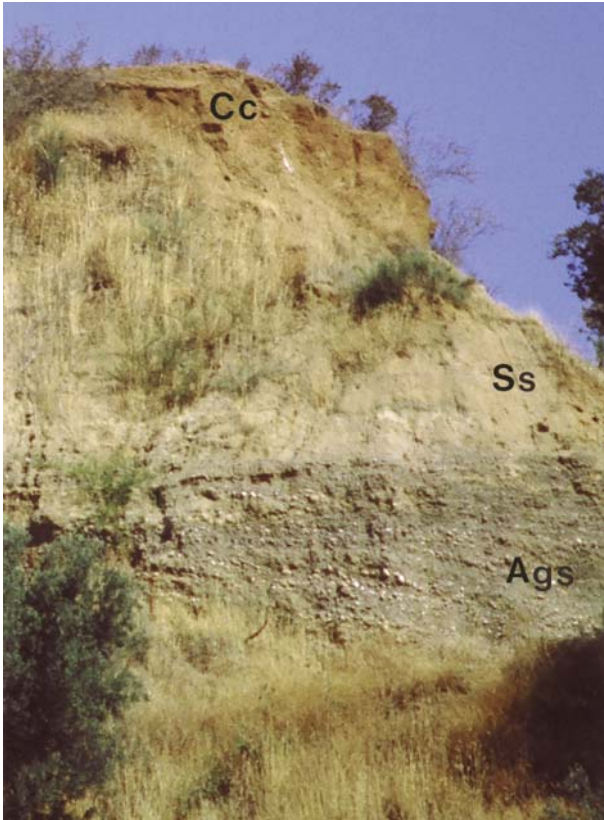


Fig. 12 - Terrazzo del II ordine; Settore 1°; quota 90-100 m; litofacies Ags in basso e Ss in alto. La parete è rivolta a SE; le "alternanze ghiaioso-sabbiose" Ags sono fotografate in Fig.11 e le "sabbie superiori" Ss in Fig. 13.

Terrace of 2nd Order; Sector 1; altitude 90-100 m; Ags lithofacies at the bottom and Ss at the top. The wall is turned towards the SE; the "alternate gravelly-sandy layers" of Ags are visible in Fig. 11 and the Ss "upper sands" in Fig. 13.



Fig. 13 - Terrazzo del II ordine; Settore 1°; quota 100 m; località Destra dei Biviere; litofacies Ss: sabbie fini giallastre. Le sabbie si presentano con strati mal definiti, inclinati di 4-5° verso NE; nella parte alta sono poco classate e pedogenizzate. Si sviluppano per almeno 4 m al di sopra delle alternanze Ags di Fig. 11.

Terrace of 2nd Order; Sector 1; altitude 100 m; locality: Destra dei Biviere; Ss lithofacies: fine yellowish coloured sands. The sands here have poorly defined layers dipping 4-5° towards the NE. They develop for at least 4 m above the Ags alternations (Fig. 11).

5) *Peliti dulcicole-salmastre* (Pds). Occupano un bacino di retrospiaggia esteso da terra verso mare per circa 600 m e potente, nella sua parte più profonda, fino a 25 m. La sequenza pelitica è stata riconosciuta bene alla base (circa alla quota di 75 m), e nella sua parte più alta (circa alla quota di 100 m), fornendo campioni con microfaune da dolci a salmastre; litologicamente è rappresentata da silt e argille grigie, da silt sabbiosi e da sabbie pelitiche. Il nucleo centrale dell'unità è stato mal riconosciuto; tuttavia l'intera successione è stata ben descritta e campionata nel contiguo settore 2. L'andamento della base del deposito definisce un corpo di forma convessa, delimitato a nord direttamente dall'unità ghiaioso-sabbiosa (Ags).

6) *Sabbie gialle superiori* (Ss). Compaiono al di sopra del deposito pelitico (Pds) o dell'unità ghiaioso-sabbiosa (Ags) (Fig.12) con spessori di 1-5 m (Fig. 13). Le sabbie presentano colore giallo o giallo-bruno per leggera pedogenesi (10YR-5/4); mostrano una blanda stratificazione dovuta a variazioni granulometriche, da sabbie medio-fini a grosse; l'immersione è verso NE con inclinazione di 4-5°. Le osservazioni discontinue effettuate su questa unità non hanno permesso una precisa ricostruzione della sua estensione areale e degli spessori; in base alle strutture e tessiture rilevate è possibile ritenere che il deposito sia marino, forse di spiaggia emersa.

7) *Conglomerati continentali* (Cc). I vari lembi relitti del corpo terrazzato sopra descritto sono ricoperti da un deposito ruditico pedogenizzato (colore 5YR-4/6) il cui spessore varia da 3-5 m nei rilievi più bassi ad ovest (105 m s.l.m.) fino a 8-10 m nei rilievi più alti (112-114 m) ad est. Sono depositi mal classati, eterometrici, con grossolana struttura a lenti, a giacitura suborizzontale, di origine alluvionale.

c) Considerazioni ambientali

La litologia dei depositi sopra descritti, le strutture

sedimentarie osservate, la disposizione nello spazio delle varie unità che costituiscono il corpo sedimentario terrazzato e le indicazioni desunte dalle faune fossili rinvenute permettono di considerare le varie litofacies rappresentate in Fig. 6 come il risultato di una trasgressione marina che ha tagliato il substrato argilloso depositando sulla superficie inferiore del terrazzo ciottoli ben arrotondati e ghiaie (unità Cb); la formazione a quote via via crescenti di cordoni sabbioso-ghiaiosi emersi (unità Ags) ha determinato una eteropia di facies da riva verso il largo, rappresentata nell'ordine dalle unità Ags, Si e Pm. Successivamente la fase di alto stazionamento del mare ha causato, in presenza di abbondanti apporti detritici, la migrazione verso mare della battigia e della spiaggia emersa (unità Ags) e la conseguente formazione di un ampio bacino di retrospiaggia dulcicolo-salmastro o lagunare (unità Pds) costituito essenzialmente da peliti argillose e sabbiose. La successione sopra citata si chiude con alcuni metri di sabbie che possono rappresentare sia una migrazione verso terra (trasgressione) della spiaggia, sia la fase regressiva causata dall'abbassamento eustatico. Segue la fase continentale, con alluvioni ciottoloso-sabbiose derivanti dalla estensione laterale della piana fluviale del Paleo-Trionto; esse ricoprono il corpo terrazzato marino con spessori fino a 10 metri.

In base alla quota massima dei sedimenti marini riconosciuti, la *paleolinea di riva* più alta si colloca a 105 m di quota.

2.2.2. SECONDO SETTORE (*località Cozzo del Finocchio – Fulitano*)

In questo settore il terrazzo del II ordine è rappresentato da lembi di corpi terrazzati che formano culminazioni topografiche; esse sono disposte lungo due crinali disposti NE-SO alle quote di 113 e 124 m (Cozzo del Finocchio) e di 112 e 131 m (Fulitano) (Fig. 1 e Fig. 38).

Per quanto manchino vere e proprie superfici terrazzate, è possibile riconoscere (su base topografica) che la superficie superiore del terrazzo (SS.r.) è estesa tra 100 e 131 m di altezza; essa corrisponde a quella descritta tra 90 e 110 m nel 1° settore (paragr. 2.2.1.). Pertanto, come emerge anche dalla dislocazione dei depositi, le superfici terrazzate del II ordine risultano più sollevate di circa 10 m rispetto al 1° settore, a causa di faglie disposte circa NE-SO (40°-41°), mentre il lembo a 131 m (Fig. 14) risulta più alto di 15-20 m (sempre rispetto al 1° settore) per una faglia di direzione circa NO-SE (123°).

Anche in questo paragrafo, così come nei successivi, le sigle poste tra parentesi si riferiscono alla Fig. 31.

a) Aspetti geometrici (Fig. 14)

I rilievi sopra ricordati individuano un corpo terrazzato avente un'ampiezza NE-SO *trasversale* alla costa (SI.g.) non superiore a 800 m; esso pertanto risulta meno largo di circa 200 m rispetto a quello corrispondente descritto nel 1° settore. Lo spessore massimo del corpo terrazzato (compresi i depositi continentali di chiusura) è di 46 m. La *superficie inferiore* del terrazzo, troncata verso mare dalla formazione del terrazzo più basso, appare dislocata (nella parte a monte) di 10 m da una faglia NO-SE (123°): il tratto rettilineo (SI.tr.) si

alza da quota 64 a 67 m con una inclinazione calcolata di 0,5°; il tratto a monte (SI.tc.) si incurva chiudendosi a quota 110 m (con inclinazione media di 6,3°).

Con un procedimento analogo a quello già utilizzato nel 1° settore, tutti i punti di osservazione dell'area in esame sono stati proiettati sul piano verticale NE-SO (48°) della Sezione (Fig. 14) secondo direttrici con direzione NO-SE (circa 125°), che corrisponde alla direzione della retta congiungente i margini interni, ovvero allo sviluppo lungo costa del terrazzo.

b) Aspetti litologici e sedimentologici

Il corpo terrazzato in esame presenta unità litologiche e variazioni di facies simili a quelle già descritte nel settore 1; l'analisi di questo settore ha tuttavia permesso ulteriori precisazioni che hanno fornito nuovi elementi di comprensione.

Sulla superficie inferiore del terrazzo poggia un sottile orizzonte di ciottoli decimetrici ben arrotondati, spesso sfericizzati (*Conglomerato basale* trasgressivo Cb).

Su di esso si sviluppa un cuneo sabbioso il cui spessore aumenta progressivamente verso mare fino a 10-12 metri: si tratta di *sabbie grigie* (unità Si) da fini in basso a grosse in alto, a volte cementate, a volte sciolte. Gli strati sono inclinati di 5-6° verso N o NE. Considerando quanto osservato nel 1° settore, si può concludere che le sabbie si sono deposte in una spiaggia sommersa a differenti batimetrie; ciò spiega sia le differenze granulometriche, sia le varie strutture osservate: le sabbie fini sono caratterizzate da laminazione piano-parallela con livelli siltosi; le sabbie grosse da stratificazione incrociata concava.

Ben documentata risulta la sovrastante *unità ghiaioso-sabbiosa* (Ags) che assume spessori via via crescenti verso mare, fino ad un massimo di 15 m. Assieme all'unità delle sabbie inferiori costituisce la base grossolana del corpo terrazzato, poggiante sul substrato argilloso. Ciò crea un netto aumento di pendenza lungo i versanti vallivi, con inclinazioni medie di 12° in corrispondenza delle argille del substrato e con valori prevalenti di 25° o superiori in corrispondenza delle sabbie e delle ghiaie del corpo terrazzato (Fig. 15). In località Fulitano (Fig. 14, quota 75 m), l'unità Ags presenta alternanze di sabbia grossolana ben classificata ricca di ghiaietto con abbondanti clasti appiattiti (con diametri prevalenti di 3 cm) e livelli ciottoloso-sabbiosi (con diametri fino a 20 cm); i clasti appiattiti mostrano embriatura verso nord; gli strati inclinano di 6-8°. Struttura e tessitura indicano spiaggia alta, probabilmente battigia. La migrazione della spiaggia verso il largo ed il suo innalzamento in quota hanno creato un bacino riparato (lagunare, salmastro, dulcicolo) con ampiezza massima documentabile di 700 m.

Al suo interno si è deposta l'unità *pelitica dulcicolo-salmastro* (Pds), ben documentata da fitte campionature, avente uno spessore massimo di 24 m. Rispetto al settore 1 l'unità è più argillosa; in detta successione la sequenza pelitica si sviluppa con alternanze di materiale più fine e più grosso, costituito da argille, argille con veli sabbiosi, silt argillosi, sabbie fini con lamine argillose e infine sabbie, a volte grosse e con sottili livelli di ciottolotti. Nella parte alta compaiono orizzonti o lenti di sabbie, da fini a grossolane, a volte con livelli ciottolosi indicativi di ambiente di spiaggia intertidale o battigia (Fig.

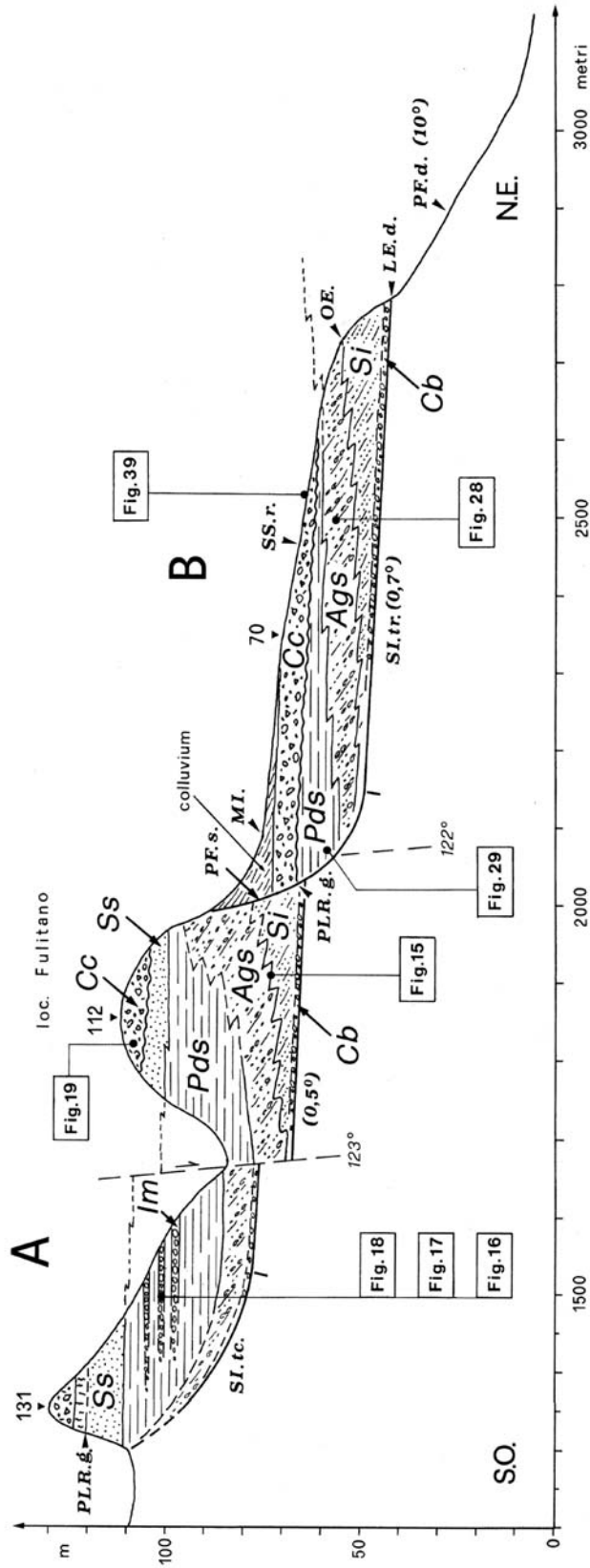


Fig. 14 - Profilo del crinale (Fig. 1 e traccia B-B' in Fig. 38), relativo al 2° Settore (paragr. 2.2.2.). I dati topografici e geologici sono stati proiettati sul piano verticale della sezione orientata circa NE-SO (48°).
A) Terrazzo del II ordine; esso risulta ampiamente troncato verso mare dalla formazione del terrazzo successivo, mentre la parte a monte (a SO) risulta sollevata dalla faglia con direzione 123° (Fig. 38). La paleolinea di riva (PLR.g.) è collocabile a 120 m circa (stage 7e - vedi Cap. 3.2.).
B) Terrazzo del III ordine, con paleolinea di riva a 70 m circa (stage 5e - vedi Cap. 3.2.). L'assenza delle peliti marine (litofacies Pm) indica che anche questo terrazzo è privo della parte esterna, probabilmente asportata dai livelli marini più bassi. Nota: I simboli delle litofacies sono spiegati, rispettivamente, ai paragr. 2.2.2.b. e 2.3.2.b. Per i simboli morfologici vedasi Fig. 31.
 Profile of the ridge (line B-B' in Fig. 38) in Sector 2 (Fig. 1).
A) Terrace of the 2nd order; this is clearly truncated towards the sea by the formation of the successive terrace, while the uphill part (to the SW) is uplifted by a fault with direction 123° (Fig. 38). The paleoshoreline (PLR.g.) can be placed at a height of about 120 m (stage 7e - Paragr. 3.2.).
B) Terrace of the 3rd order, with a paleocoastline (PLR.g.) at a height of about 70 m (stage 5e - Paragr. 3.2.). The absence of marine pelites (Pm lithofacies) indicates that this terrace is also lacking its external part, probably carried away by lower marine levels. NB: See Fig. 33 for the symbols of the lithofacies. See Fig. 31 for the morphological symbols.

Fig. 15 - Terrazzo del II ordine; Settore 2°. L'immagine mostra l'evidenza morfologica del deposito terrazzato poggiante sulle argille (A) del substrato. La scarpata coperta da vegetazione si sviluppa tra 65 e 90 m circa; essa corrisponde alle litofacies Ags e Si. Sulla destra Masseria dei Forni (quota 61 m).

Terrace of 2nd Order; Sector 2. The photo provides morphological evidence of the terraced deposit lying on the clays (A) of the substratum. The escarpment, covered in vegetation, develops between about 65 and 90 m; this corresponds to the Ags and Si lithofacies. To the right Masseria dei Forni (altitude 61 m).



16). Essi si alternano alle argille (Fig. 17 e 18) e testimoniano il ripetersi di variazioni ambientali (Cap. 3.6.). Localmente (loc. Fulitano) le peliti (Pds) sono ricoperte per 5 m da un deposito sabbioso-ghiaioso, con superfici erosive e laminazione incrociata, indicativo di un ambiente di alta energia e pedogenizzato in alto per 7-8 m.

Depositi conglomeratici eterometrici, sabbie e peliti di ambiente alluvionale (unità Cc) chiudono la successione marina, per uno spessore di circa 5-7 metri (Fig. 19). Il deposito continentale si presenta pedogenizzato, con colori Munsell variabili da 5 YR-3/4 a 2,5 YR-3/4-4/6.

c) Considerazioni ambientali

Sono confermate quelle espresse per il terrazzo del settore 1.

In base alla quota massima dei sedimenti marini riconosciuti, la *paleolinea di riva* si colloca a 120 m s.l.m. nel lato SO del terrazzo, rialzato rispetto al lato NE (verso mare) da una faglia (N123°) con rigetto di circa 10 m.

2.2.3. TERZO SETTORE (in destra del T. Fiumarella)

Il terrazzo del II ordine è rappresentato, nella parte occidentale dell'area studiata, da 5 lembi di depositi terrazzati costituenti altrettanti rilievi isolati con quote massime di 96, 92, 87, 92 e 96 metri da NO a SE (Figg. 1 e 38). Una sella più o meno accentuata separa ognuno di questi rilievi dall'area a SO che sale verso il paese di Calopezzati (217 m s.l.m.): le selle sono perfettamente allineate tra loro in direzione 142°. Tutta l'area a SE del T. Fiumarella (per una estensione di almeno 25 Km) presenta *lineamenti* in tale direzione, circa NO-SE. Essi sono deducibili dal *pattern* del drenaggio, da allineamenti di selle e scarpate, da crinali rettilinei; alcuni di questi corrispondono, nell'area esaminata, a faglie che dislocano il substrato pleistocenico, con rigetti di 10-20 metri. La direttrice tettonica (allineata lungo le selle) ha condizionato la genesi e l'evoluzione di questo terrazzo, il cui corpo sedimentario è osservabile solamente a NE della faglia stessa. Il settore in destra del T. Fiumarella



Fig. 16 - Terrazzo del II ordine; Settore 2°; quota 95-98 m; località Cozzo del Finocchio; orizzonte sabbioso-ghiaioso entro le peliti di retrobarriera (litofacies Pds); spessore totale circa 3 m. Matrice pelitica assente e ghiaia a clasti appiattiti; ciottoli embriciati verso mare. Facies di battigia (*foreshore* parte alta). Potrebbe corrispondere alle intercalazioni 4 o 5 di Fig. 22.

Terrace of 2nd Order; Sector 2; altitude 95-98 m; locality: Cozzo del Finocchio; Pds lithofacies: sandy-gravelly layer, which has a total thickness of about 3 m, within the back-barrier pelites). Flattened clastic gravel without a pelitic matrix; imbricated pebbles towards the sea. Upper foreshore facies. This could correspond to intercalations 4 or 5 of Fig. 22.



Fig. 17 - Terrazzo del II ordine; Settore 2°; quota 98 m; località Cozzo del Finocchio; litofacies: passaggio tra sabbie (parte alta dell'orizzonte di Fig. 16) e la litofacies Pds visibile in Fig. 18. Le sabbie sono grossolane e ben classate.

Terrace of 2nd Order; Sector 2; altitude 98 m; locality: Cozzo del Finocchio; lithofacies: change in sands (upper part of layer in Fig. 16) and Pds clays visible in Fig. 18. The sands are coarse-grained and well-sorted.



Fig. 18 - Terrazzo del II ordine; Settore 2°; quota 100 m; località Cozzo del Finocchio; litofacies: intercalazione ciottoloso-sabbiosa marina entro le peliti argillose Pds. I ciottoli sono arrotondati e ben cementati alla base; lo spessore totale è di circa 2,5 m; in alto sono presenti rade Ostreidi; la successione prosegue con peliti Pds. Questo orizzonte ciottoloso può corrispondere all'intercalazione 6 di Fig. 22.

Terrace of 2nd Order; Sector 2; altitude 100 m; locality: Cozzo del Finocchio; lithofacies: pebbly-sandy marine layers between Pds clayey pelites. The pebbles are rounded and well-cemented at the base; the total thickness is about 2.5 m; Ostreidi roadsteads are present in the upper part; the succession continues with Pds pelites. This pebbly layer could correspond to intercalation 6 in Fig. 22.

è interessato anche da due famiglie di lineamenti principali con direzioni medie di 38° (NE-SO) e di 26° (NNE-SSO), con effetti tettonici di modesta entità, per quanto riguarda il Pleistocene medio e superiore. Un'altra particolarità emersa dallo studio di questo settore è legata alla progressiva diminuzione degli *apporti detritici* del Fiume Trionto da NO verso SE, diminuzione alla quale si può far corrispondere una *erosione costiera crescente* nella stessa direzione: infatti la fascia costiera *olocenica*, che ha un'ampiezza di oltre 1 km a N della Stazione di Mirto Crosia (km 322 della S.S. 106), si riduce a meno di 200 m a SE (km 316) (Fig. 1). Questa caratteristica dinamica della costa deve essersi manifestata anche nel passato, tanto che il terrazzo del III ordine (linea di riva a 65÷70 m) ha in destra Trionto un'ampiezza di 600 m, mentre in destra Fiumarella riduce la sua ampiezza a 200 m, fino quasi a sparire a SE. Il *minor apporto detritico fluviale* nella fascia costiera doveva essere minore nel passato così come lo è oggi: infatti nessuno dei 5 relitti del terrazzo, presenti nel 3° settore in esame mostra la tipica copertura continentale alluvionale che invece, in destra Trionto, caratterizzava le superfici terrazzate con spessori di 5-10 m!

a) Aspetti geometrici (Fig. 20-A) I 5 relitti terrazzati, testimonianza dell'originario terrazzo, hanno una *ampiezza trasversale* alla costa che varia da 800 m (a NO) ad un minimo di 350 m (a SE). Nel calcolo di questi valori si è tenuto conto che lo sviluppo dei terrazzi *perpendicolarmente* alla costa è circa in direzione ENE-OSO (65°), mentre il profilo di Fig. 20-A è stato ottenuto proiettando i dati altimetrici del crinale più settentrionale del settore su un piano verticale con direzione 27° (D-D' in Fig. 38); per questa ragione le lunghezze presenti in figura sono apparenti (cioè maggiori di quelle reali). Lo *spessore* massimo del corpo terrazzato risulta di 28 m, inferiore quindi di circa 17 m rispetto a quello misurato nel 1° e 2° settore. Ciò

è spiegabile in base all'assenza del materasso alluvionale di chiusura che (come detto sopra) raggiunge invece i 5-10 m di spessore nei settori in sinistra Fiumarella; l'esiguità o l'assenza del deposito rudittico alluvionale ha favorito il processo erosivo del corpo sedimentario marino che infatti, per confronto, risulta eroso per circa 10 m.

La *superficie inferiore* del terrazzo appare troncata in corrispondenza del lineamento con direzione 142°; il tratto rettilineo, che è esteso tra le quote di 65 e di 70 m, ha una inclinazione reale (calcolata) verso mare di 0,4°; il tratto curvo a monte (Sl.tc.) è mancante. Il profilo riportato in Fig. 20-A è riferito al lembo terrazzato settentrionale (Fig. 1); su di esso sono state tuttavia riportate tutte le osservazioni geologiche osservate anche nei 4 lembi a SE, secondo direttrici a 142° N (direzione dello sviluppo lungo costa del terrazzo), al fine di una integrazione di tutti i dati di campagna.

b) Aspetti litologici e sedimentologici

Risulta ben documentato il *conglomerato basale* (Cb), costituito da ciottoli molto arrotondati, in maggioranza ellissoidici o sfericizzati ma anche appiattiti, con diametri prevalenti di 10-20 cm, fino a 40 cm, poligenici (arenarie mioceniche, graniti, quarzo e scarse rocce metamorfiche). La matrice è scarsa, costituita da sabbia grossolana e ghiaietto fine; la cementazione è variabile, a volte assente; la struttura è spesso caratterizzata da bande lentiformi allungate di ciottoli a diversa granulometria, con clasti appiattiti immergenti a ENE con inclinazioni da 10 a 45°: essa testimonia un ambiente di battigia (Fig. 21). Localmente sulle argille del substrato poggiano direttamente arenarie grossolane con ghiaietto, in strati ben cementati e con spessori inferiori al metro; lo spessore complessivo di questa unità è di 1-3 metri.

Nella parte esterna del terrazzo ai conglomerati fanno seguito *sabbie* (Si), da medie a grosse, sciolte, con buona classazione, a volte con livelli di piccoli ciottoli; localmente sono presenti alla base delle sabbie grossi gusci di ostreidi. Questa unità non risulta ben rappresentata ed è probabilmente assente a SO.

Ad esse si sovrappone l'unità *ghiaioso-sabbiosa* (Ags) costituita in prevalenza da un'alternanza di arenarie grossolane con ghiaie stratificate a scarsa matrice, entrambe ben classate; i ciottoli hanno diametri variabili, fino a 20-30 cm; i clasti sono spesso appiattiti con embriatura verso E o verso NE; gli strati, inclinati di 5-7° verso mare, sono a volte cementati in vicinanza della base del corpo terrazzato. Negli affioramenti osservati l'unità è rappresentativa di un ambiente ad alta energia (spiaggia sottomarina alta o battigia); essa non risulta ben documentata nella parte verso mare del terrazzo per difficoltà di osservazione, mentre sembra assottigliarsi verso terra, cioè verso SO.

L'unità *pelitico-sabbiosa* (Pds) è ben documentabile nella parte interna del corpo terrazzato: è costituita da peliti argillose (p.a.), siltose (p.s.) e sabbiose (p.sb.) e da sabbie fini pelitiche (s.p.) grigie e giallo-grigie, intercalate da livelli conglomeratici in giacitura suborizzontale. La colonna stratigrafica (Fig. 22) correla situazioni riscontrate nei vari lembi terrazzati: non è pertanto riconoscibile in ogni singolo lembo. La figura illustra inoltre la stratigrafia della parte centrale del terrazzo, dove è massimo lo spessore dell'unità pelitica (Pds); le situazioni cambiano per eteropia di facies verso terra e,

soprattutto, verso mare. (Fig. 20-A).

Gli *orizzonti conglomeratici* 1 e 2 hanno spessori di 20-40 cm, e sono costituiti da ciottoli poligenici, eterometrici (diametro massimo minore di 20 cm); i clasti appiattiti sono embriati verso ovest, e ciò testimonierebbe l'origine fluviale dei due orizzonti. (Fig. 23). Le intercalazioni 3 e 4 sono invece di origine marina, in base alla presenza di frammenti di lamellibranchi e di gusci di ostreidi al tetto; inoltre i ciottoli appiattiti sono embriati verso mare. Incerta la natura del sottile orizzonte 5; sicuramente marini i grossi orizzonti 6 e 7 (spessori compresi tra 50 e 100 cm), costituiti da strati cementati di arenaria grossa, ricca in ciottoli, da biocalcareni fossilifere, da banchi conglomeratici in matrice sabbiosa a ciottoli decimetrici; il n.6 presenta ostreidi al tetto. Occorre inoltre ricordare che lo spessore massimo del corpo terrazzato (in corrispondenza del top dell'unità pelitica) è risultato di circa 37 m nei settori 1 e 2, mentre nel settore 3 (Fig. 20-A) esso non supera i 28 m: anche considerando che esistono sicuramente errori di misura,



Fig. 19 - Terrazzo del II ordine; Settore 2°; quota 105 m; località Cozzo del Finocchio; litofacies Cc: deposito rudittico pedogenizzato a ciottoli in prevalenza arrotondati, in abbondante matrice sabbioso-limoso. Colore Munsell: 2,5 YR - 3/6. E' visibile un'alternanza tra livelli a ciottoli più fini e più grossi; i ciottoli appiattiti sono embriati verso monte (a destra).

Terrace of 2nd Order; Sector 2; altitude 105 m; locality: Cozzo del Finocchio; Cc lithofacies: pedogenised rudittic deposit, with prevalently rounded pebbles, in an abundant muddy-sandy matrix. Munsell colour: 2.5 YR - 3/6. An alternation of smaller and larger pebbles is visible; the flattened pebbles are imbricated landward.

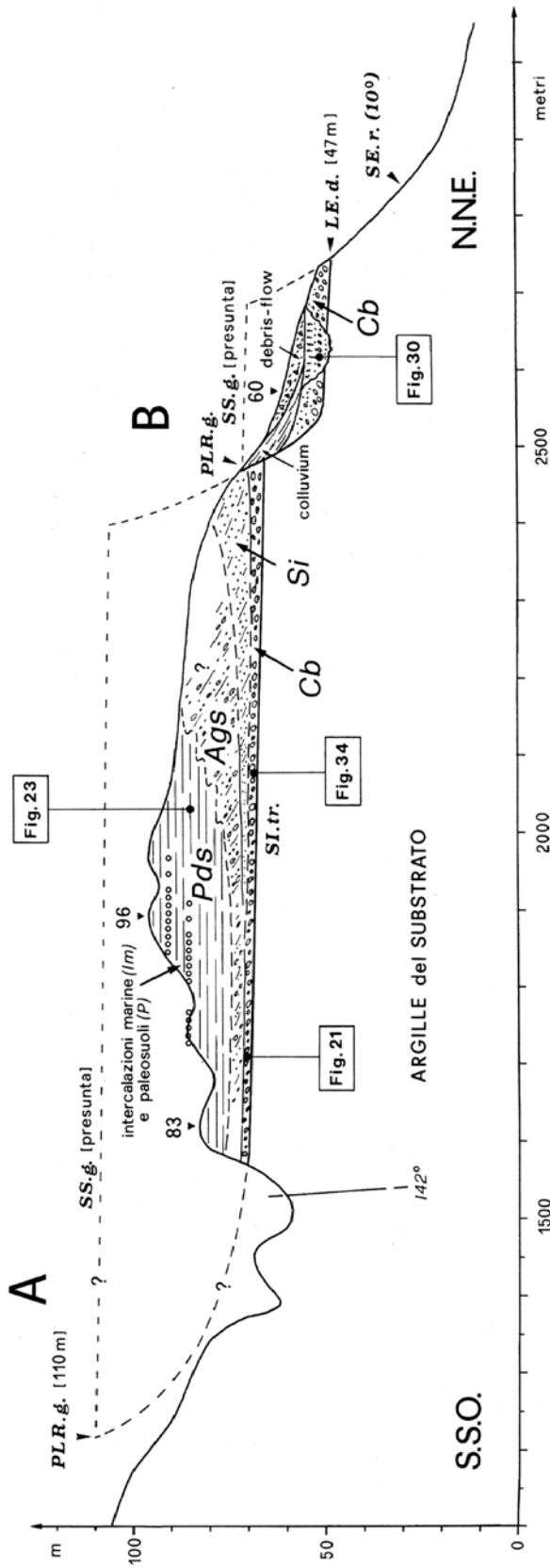


Fig. 20 - Profilo parziale del crinale che da Calopezzati scende verso mare, nel 3° Settore, in destra del T. Fiumarella (traccia D-D' in Fig. 38); i dati topografici sono proiettati su un piano verticale avente direzione N27°E.

A) La sezione geologica tiene conto delle osservazioni effettuate in tutti i 5 relitti del **terrazzo del II ordine** presenti nel 3° Settore (Fig. 1). Rispetto ai due precedenti settori, il deposito terrazzato appare maggiormente eroso; in figura è riportata la presunta Superficie Superiore (SS.g.) disegnata assegnando al deposito marino lo stesso spessore che nei terrazzi del 1° e 2° settore (circa 40 m). La paleoarea di riva (PLR.g.) risulta in tal modo posizionata a 110 m di altezza. Le osservazioni effettuate sulla litofacies Pds hanno permesso di costruire la colonna stratigrafica di Fig. 22, che ha messo bene in evidenza varie oscillazioni eustatiche (Cap. 3.6.). La parte a monte del terrazzo è troncata da una sella allineata lungo la faglia in direzione 142° (Fig. 38).

B) I **terrazzi del III ordine** compaiono nel 3° Settore in forma molto ridotta rispetto ai due precedenti settori. Nel caso esaminato lo spessore del deposito marino non supera i 5-6 metri (paragr. 2.3.3.); assegnando al deposito uno spessore analogo a quello dei terrazzi del 1° e 2° settore, la paleoarea di riva si colloca alla quota di 71 m.

Partial profile of the ridge that descends from Calopezzati towards the sea, in Sector 3, to the right of the Fiumarella Torrent (line D-D' in Fig. 38); the topographic data are projected on a vertical plane with a direction of 27°.

A) The geological section takes into account the observations made on all 5 remnants of the **terrace of the 2nd order** in Sector 3 (Fig. 1). The terraced deposit seems to be more eroded here than in the two preceding sectors; the presumed upper surface (SS.g.), deduced by assigning the same thickness as in the preceding terraces (about 40 m) to the marine deposit, is reported in the figure. In that way the paleocoastline (PLR.g.) is positioned at a height of 110 m. The observations made on the Pds lithofacies made it possible to construct a stratigraphic column of Fig. 22, that clearly distinguishes the various eustatic oscillations (Paragr. 3.6.). The uphill part of the terrace is truncated by an erosion zone aligned along the fault in the direction of 142° (Fig. 38).

B) The **terrace of the 3rd order** appear more reduced in Sector 3 than in the previous ones. In the case examined the thickness of the marine deposit did not exceed 5-6 m (Paragraph 2.3.3.); a thickness analogous to that of the terraces in Sectors 1 and 2 that gives a paleocoastline of a height of 71 m. The stratigraphy highlighted a complex sedimentary evolution.



Fig. 21 - Terrazzo del II ordine; Settore 3°; quota 70 m; litofacies Cb: conglomerato basale. I ciottoli si presentano quasi tutti appiattiti e con netta embriatura verso NNE (N30°); la facies è di battigia. In alto sabbie pelitiche che testimoniano la trasgressione marina.

Terrace of 3rd Order; Sector 3; altitude 70 m; Cb lithofacies: basal conglomerate. Almost all the pebbles are flattened with net imbrication towards the NNE (N30°); shoreface facies. Ochre-coloured pelitic sands at the top testify to transgression.

Fig. 22 - Stratigrafia riferita al terrazzo del II ordine presente nel 3° Settore (Fig. 1). La colonna si riferisce alla parte centrale del corpo terrazzato (Fig. 20A), dove è ben sviluppata la litofacies di retrobarriera Pds (simboli litologici al paragr. 2.2.3.b.). Nell'Unità pelitico sabbiosa Pds sono stati complessivamente riconosciuti 7 "orizzonti conglomeratici", 3 orizzonti di "paleosuoli" (da P1 a P4) e 3 livelli a gusci di *Ostreidi* (OSTR.); essi testimoniano una successione di fasi di prosciugamento e di pedogenesi del bacino; di alluvionamento o di copertura di corpi ghiaiosi di battigia; di periodiche condizioni di laguna salata. In definitiva la colonna stratigrafica testimonia la costruzione polifasica del deposito terrazzato durante un unico "picco eustatico interglaciale".

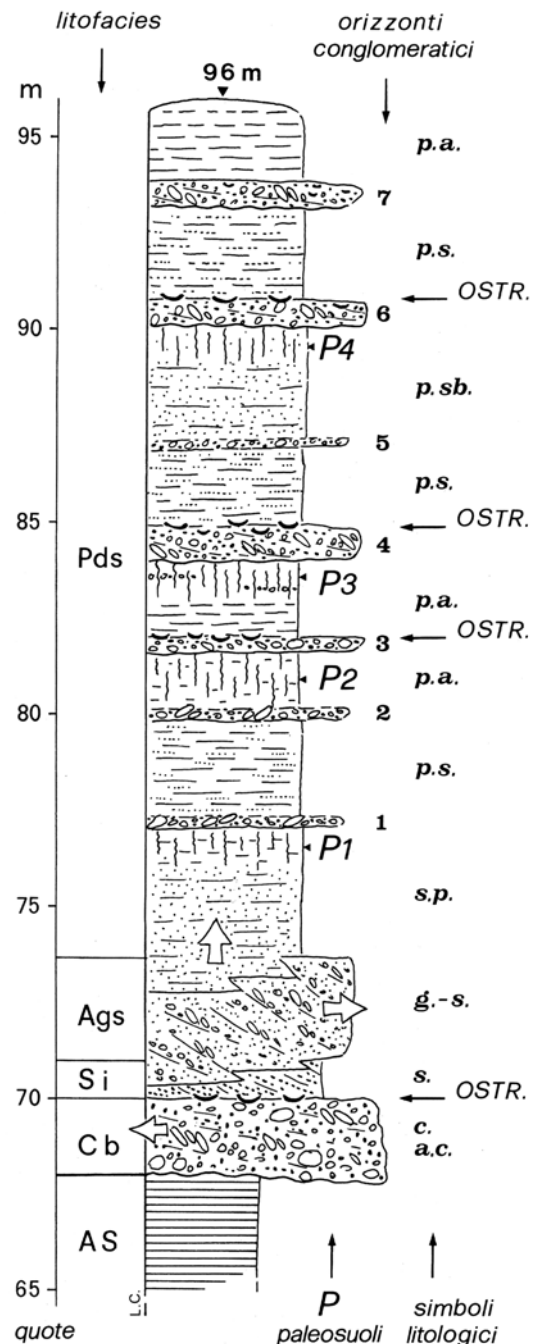
*Stratigraphy of the terrace of the 2nd order in Sector 3 (Fig. 1). The column refers to the central part of the terraced body (Fig. 20A), where the back-barrier lithofacies (Pds) (lithological symbols in Paragraph 2.2.3.b) are well developed. In the Pds pelitic-sandy unit it is possible to identify 7 "conglomerate horizons", 3 "paleosoil" horizons and 3 levels of *Ostreid* shells; these testify to a succession of drying up phases and the pedogenesis of the basin, flooding or covering by gravely shoreline bodies, and periodic salt-water lagoon conditions. The stratigraphic column testifies to the multiphase construction of the terraced deposit during a single "interglacial eustatic peak".*

Pds = Freshwater, brackish, lagoon pelites; Ags = Beach ridge gravely-sandy alternations; Si = Lower shoreface sands; Cb = Transgressive basal conglomerate; AS = Silty substratum clays (early-middle Pleistocene).

è indubbio tuttavia che risultano mancanti (per erosione) parecchi metri dell'unità pelitica (Pds). Questa è caratterizzata da variazioni granulometriche e, in particolare, dalla presenza di più paleosuoli sovrapposti a diverse altezze (da P1 a P4 in Fig. 22; es. in Fig. 23). I paleosuoli inferiori si presentano neri o grigi, induriti, argillosi; quello alto (P4) mostra un colore 7,5 YR-4/6 con concentrazioni nere di Fe e Mn.

c) Considerazioni ambientali

La complessa geometria legata alle variazioni di facies, ben evidenziata precedentemente, viene qui confermata. Le osservazioni effettuate sulla unità peliti-



co-sabbiosa del 3° settore hanno messo bene in evidenza che il bacino lagunare o salmastro-dulcicolo, protetto dal cordone di spiaggia esterno, ha subito più volte condizioni di prosciugamento, di pedogenesi, di alluvionamento o di copertura da parte di corpi ghiaiosi di battigia migrati verso terra. La presenza di ostreidi al tetto degli orizzonti 3, 4 e 5 (Fig. 22) dovrebbe indicare il periodico ritorno a condizioni lagunari salmastre. Ciò testimonia, come verrà ripreso al paragr. 3.6.), l'origine polifasica del terrazzo, causata verosimilmente da leggere oscillazioni eustatiche (nell'ambito di uno stesso *alto picco eustatico interglaciale*).

In base ai sedimenti marini, ma soprattutto tenendo conto del loro spessore massimo riconosciuto nei due settori precedenti (circa 40 m), la paleolinea di riva più alta si posiziona alla quota di 110 m.

2.2.4. SETTORE INTERNO (a NE di Crosia)

Un lembo relitto di corpo terrazzato ritrovato all'interno della valle del T. Fiumarella, a 3,4 km dalla linea di riva attuale, permette di riconoscere come il mare relativo all'antico stazionamento, responsabile della formazione del terrazzo del II ordine, formasse un'ampia insenatura in corrispondenza dell'attuale valle del T. Fiumarella stesso. La profondità effettiva della paleo-insenatura si ricava considerando la posizione della paleolinea di riva nei vari settori studiati (Fig. 24): essa rientrava per circa 1300 m. Questo dato permette di calcolare l'innalzamento in quota della superficie inferiore marina del terrazzo (tratto rettilineo Sl.tr.), e di comprendere il fatto che oggi essa si trovi a 116-117 m di altezza,

più alta quindi di 40-45 m rispetto ai settori costieri. La quota massima del corpo terrazzato marino, pari a 124 m, esclude d'altra parte che la tettonica abbia innalzato sensibilmente l'antica linea di riva che nel 2° settore, come sopra ricordato, arriva a 120 m s.l.m.

a) Aspetti geometrici

Il lembo di terrazzo marino in oggetto si presenta isolato a formare un piccolo rilievo (Figg. 25 e 26) disposto lungo un crinale con andamento rettilineo che parte da Cozzo S. Pietro (277 m) e si perde nella piana alluvionale recente del T. Fiumarella alla quota di 35 m (profilo C-C' in Fig. 38). La direzione del crinale è circa ENE-OSO (63°); essa risulta fortemente condizionata nel suo sviluppo da una faglia diretta con direzione 59° che rialza (in base ai dati del substrato) l'area a SE del crinale stesso. Il tratto relitto della *superficie inferiore* del terrazzo ha una lunghezza di 150 m; esso risulta leggermente inclinato verso mare di 1-2° (come si può osservare meglio da lontano) e si estende in quota da 116 a 117 m circa. La parte interna del terrazzo manca per erosione; una profonda incisione trasversale al crinale separa il lembo del deposito terrazzato a 124 m dal dosso a 135 m, posto a SO e formato da sabbie del substrato (Fig. 25).

Lo spessore del corpo terrazzato è di 8-10 m (Fig. 26); esso risulta interamente marino ed è privo di copertura alluvionale. Gli elementi descritti permettono una precisa correlazione con i lembi terrazzati costieri, in particolare con quelli del 2° settore, in quanto posti entrambi in sinistra del T. Fiumarella.

Una conferma indiretta della paleo-insenatura è data da alcuni relitti di superfici terrazzate fluviali poste a 110-130 m di quota lungo i versanti vallivi a NO; in alcuni casi è ancora presente un deposito ciottoloso e sabbioso a testimonianza dell'antica piana alluvionale, formatasi con un livello di base compatibile con la genesi di questo ordine terrazzato.

b) Aspetti litologici e sedimentologici

La stratigrafia di questo deposito non è stata studiata in dettaglio; essa viene pertanto descritta a grandi linee (vedi Colonna in fig. 25). Alla base prevalgono, per 2-3 m di spessore, calcari arenacei (C.a.) ben cementati e grossolanamente stratificati; essi poggiano in discordanza su sabbie fini siltose del substrato (s.f.), immergenti a NE di 8-10° circa. Seguono 5-6 m di arenarie (A.b.) mal classate, bioturbate, in parte bioclastiche, con aspetto massivo; il deposito è chiuso da un banco di calcare conchigliare (C.c.) spesso 1-1,5 m, molto cementato, verosimilmente di spiaggia intertidale.



Fig. 23 - Terrazzo del II ordine; Settore 3° (relitto di NO in Fig. 1); quota 80 m; litofacies: Peliti di retrobarriera Pds. ps) Peliti sabbiose color grigio-nocciola; 2) intercalazione ciottolosa con ciottoli embriati verso ovest (verso terra); P2) paleosuolo grigio-nero, massivo, limitato in alto da una superficie orizzontale (non visibile). Le sigle corrispondono a quelle di Fig. 22. L'intercalazione è di origine fluviale e il paleosuolo indica periodi di prosciugamento dell'area lagunare di retrobarriera.

Terrace of 2nd Order; Sector 3; altitude 80 m; lithofacies: back-barrier Pds pelites. ps) Grey-brown coloured sandy pelites; 2) pebbly intercalations with imbricated pebbles towards the W (towards the land); P2) massive grey-black coloured paleosoil, limited by a horizontal surface above (not visible). The signs correspond to those of Fig. 22. The intercalations are of fluvial origin and the paleosoil indicates periods of drying up of the back-barrier lagoon area.

c) Aspetti ambientali

Il deposito descritto è l'unica testimonianza della sedimentazione marina all'interno di una profonda insenatura con asse circa NE-SO, corrispondente all'attuale valle del T. Fiumarella (Fig. 24). Le condizioni di mare più tranquillo e la minor disponibilità di materiale detritico rispetto alle spiagge esposte direttamente all'azione del mare, hanno favorito una sedimentazione carbonatico-detritica, a volte nettamente organogena, come testimonia il banco conchigliare che chiude in alto il deposito marino.

La corrispondente antica *linea di riva* può collocarsi a 124 m, in relazione alla massima quota del deposito terrazzato marino.

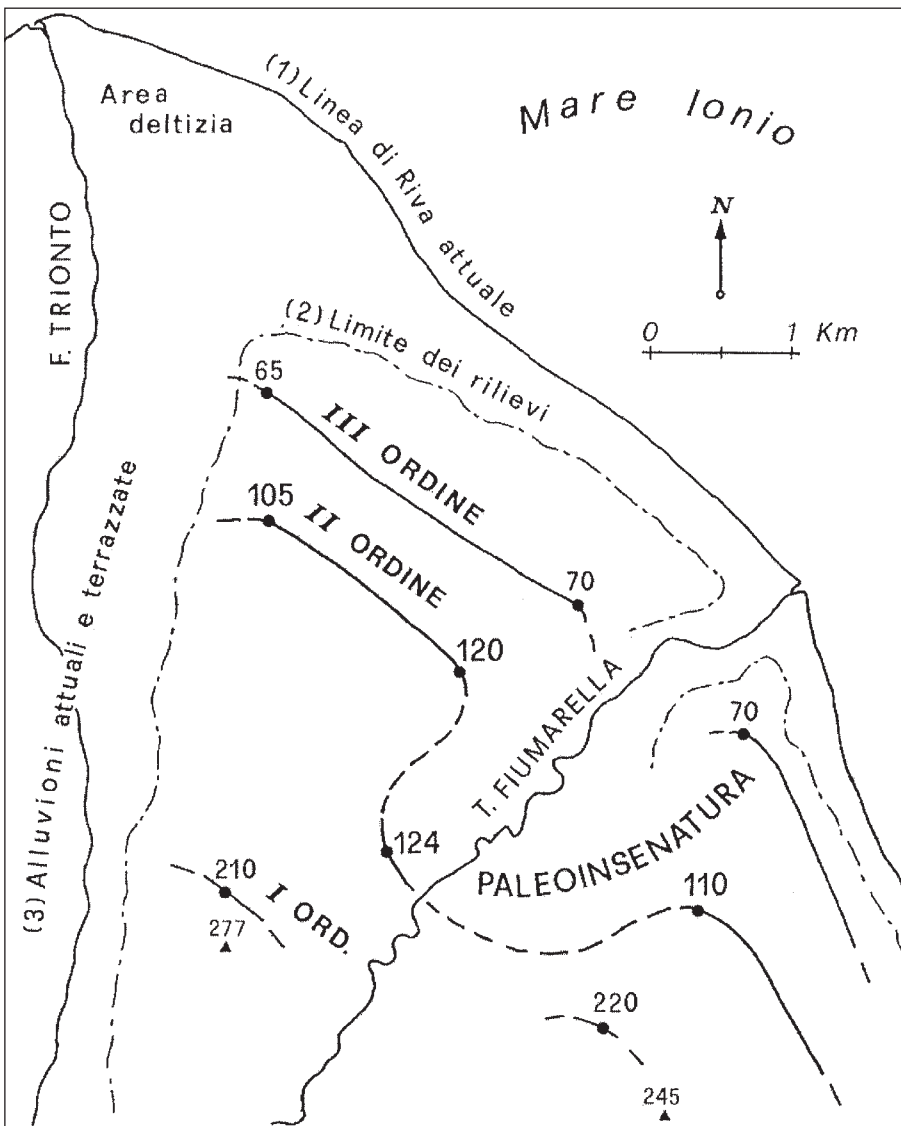


Fig. 24 - Posizione delle antiche linee di riva del I, II e del III ordine. Un lembo relitto di deposito terrazzato marino, con spessore di 8-10 m e quota massima di 124 m, ha permesso di riconoscere l'esistenza di un'ampia insenatura in corrispondenza dell'attuale valle del T. Fiumarella (paragr. 2.2.4.).

The position of the ancient coastlines of the 1st, 2nd and 3rd orders. The remains of a marine terrace deposit, with thickness of 8-10 m and maximum height 124 m, belonging to the 2nd order of terraces, made it possible to identify a small bay corresponding to the present day valley of the Fiumarella Torrent (Paragr. 2.2.4.).

(1) = Present day coastline; (2) = Foot of the slopes; (3) = Alluvial deposits of the Trionto River.

2.3. Le superfici terrazzate del III ordine, con linea di riva a 64-71 m

Anche questo ordine di terrazzi viene descritto per settori uguali a quelli considerati per il II ordine. Esso mostra una variabilità di quote, da NO verso SE, che dipende come sempre da imprecisioni della carta topografica, dagli spessori variabili della copertura continentale, dal diverso grado di erosione delle superfici e dagli effetti della tettonica recente. Proprio a causa delle coperture continentali non c'è coincidenza tra le quote dei margini interni M.I. (morfologici) delle superfici terrazzate e le quote delle antiche linee di riva sepolte (PLR.g.). Queste ultime sono state ricavate indirettamente mediante i profili geologici.

Nel 1° e nel 2° Settore lo sviluppo lungo costa del terrazzo ha andamento NO-SE; i margini interni (M.I.) risultano infatti allineati in direzione 124° e i limiti esterni dei depositi (LE.d.) in d. 122° (Fig. 38).

Segle tra parentesi in Fig. 31.

2.3.1. PRIMO SETTORE (tra il F. Trionto ed il Fosso Petraro-Vallone Pomo)

Si riconoscono tre superfici ben sviluppate (Fig. 1, simbolo 1): la prima è posta a NO (Vurdisca) ed ha *margini interni* a circa 70 m ed *orlo esterno* a 45-50 m; la seconda superficie (Castello di Mirto) e quella posta immediatamente a SE, hanno margini interni a 65-70 e orli esterni a 50-55 m.

a) Aspetti geometrici (Fig. 6-B)

Il corpo terrazzato sedimentario ha un'ampiezza trasversale alla costa variabile tra 250 e 400 m; il suo spessore massimo è di 25 m, compresa la copertura continentale. La *superficie inferiore* del terrazzo (tratto rettilineo SI.tr.) è inclinata di 0,7 gradi (valore calcolato); in figura essa si alza in quota da 40 a 43 m, limitata a monte da una *paleofalesia* sepolta che si chiude a 80 m. La *superficie superiore* (SS.r.) presenta un tratto a debolissima pendenza (circa 2°) tra 55 e 70 m; essa è separata dalla paleofalesia degradata a monte (scarpata interna) da una *fascia colluviale* (D.) a pendenza intermedia (4-7°). Verso mare il corpo terrazzato appare nettamente troncato da una superficie di erosione (scarpata esterna SE.r.), causata dal successivo stazionamento del mare a quote più basse (vedi paragr. 2.4.). L'erosione che si verificava al

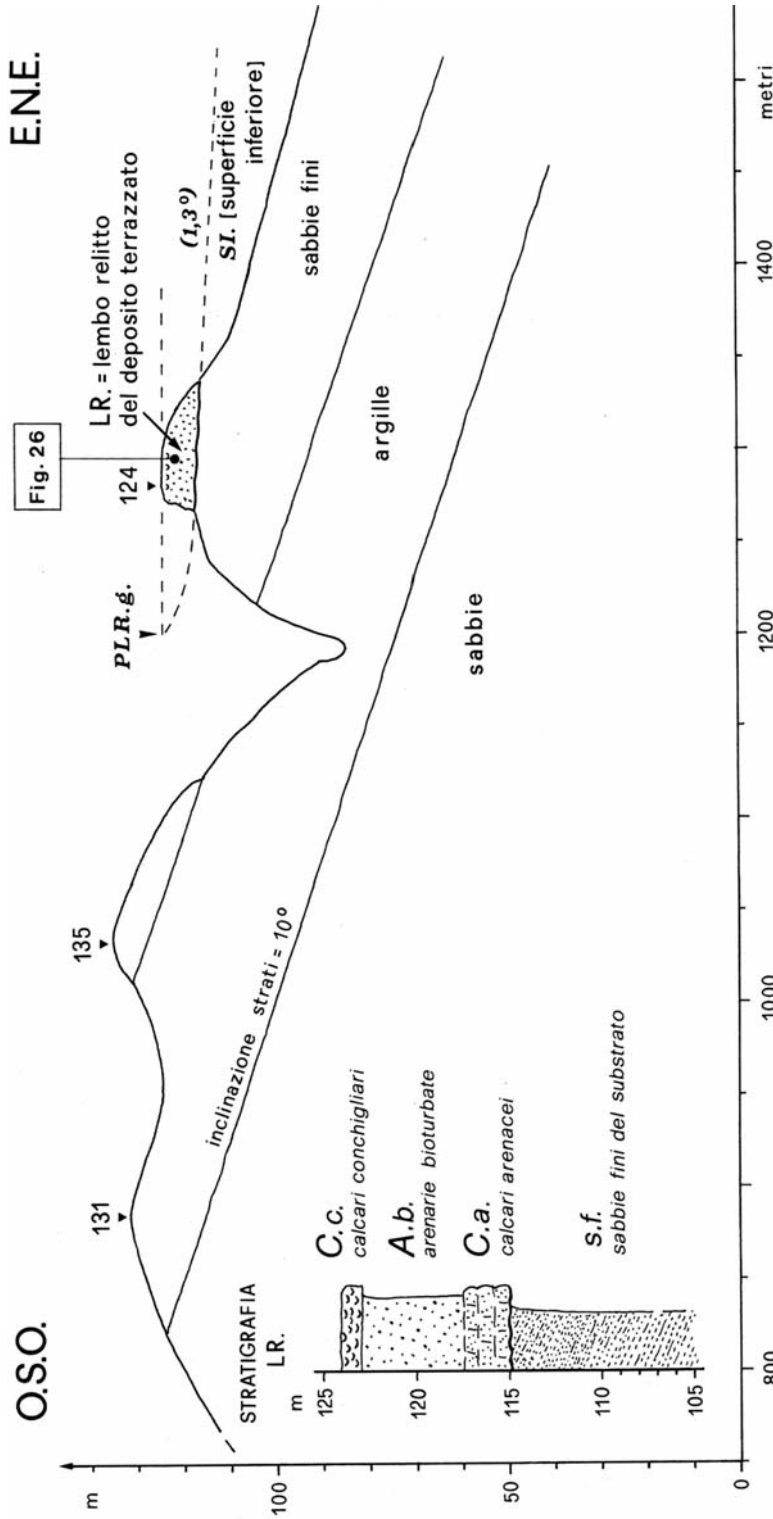


Fig. 25 - Profilo del crinale (C-C' in Fig. 38) che scende dal paese di Crosia; in corrispondenza della quota 124 m (Settore interno in Fig. 1) è conservato un lembo relitto di un deposito marino, appartenente al II ordine di terrazzi (vedi Stratigrafia LR. a lato); le sabbie affioranti alla quota 135 m appartengono invece alla parte basale del substrato pleistocenico. Il deposito terrazzato in oggetto ha permesso di ricavare la corrispondente paleolinea di riva, che risulta in questo settore più interna di circa 1300 metri rispetto a quella ricavata nei settori 1, 2 e 3 (Fig. 24).

Profile of the ridge (C-C' in Fig. 38) that descends from the village of Crosia; a relic of a marine terrace belonging to the 2nd order of terraces (see Stratigraphy LR. to the side) is preserved at an altitude of 124 m (Fig. 1); the sands cropping out at a height of 135 m belong to the basal part of the Pleistocene substratum. The terraced deposit has made it possible to deduce the corresponding paleoshoreline, which is 1,300 m further inland in this sector than in Sectors 1, 2 and 3 (Fig. 24).

S. = Substratum; C.a. = Arenaceous limestones; A. = Bioturbate sandstones; C.c. = calcareous shellstones.

piede di questa scarpata (nei terreni argillosi del substrato) deve essere stata particolarmente intensa, tanto da determinare anche crolli del corpo terrazzato sovrastante. Un grande blocco di sabbie fini siltoso-argillose laminate è ben visibile nell'abitato di Stazione di Mirto Crosia, ai piedi della paleoflesia, con direzione anomala di 30°N (immersione a ONO) e inclinazione di 25° (la giacitura normale degli strati è invece con immersione a N e inclinazione di 3°).

b) Aspetti litologici e sedimentologici

Gli scarsi punti di osservazione non hanno permesso una esauriente descrizione del deposito marino in tutto il suo sviluppo. Sulla superficie inferiore di erosione marina poggia un *deposito rudistico trasgressivo* (Cb) costituito da ciottoli a clasti poligenici ed eterometrici; i diametri prevalenti sono di 20-40 cm, con matrice di ghiaietto fine e scarsa sabbia. A volte sono osservabili strati di ghiaietto sabbioso-ciottoloso cementato seguito da sabbie; lo spessore può arrivare ad alcuni metri.

Segue una *unità sabbioso-pelitica* (Pm), ben documentata. È costituita da sabbie fini siltose e silt argilloso-sabbioso, di colore giallo-ocra, con presenza di resti di lamellibranchi. Il deposito si presenta laminato o stratificato, con superfici di stratificazione parallele debolmente inclinate (3°) verso nord.

Nella parte alta del deposito terrazzato affiorano, ben esposte, *sabbie* (Si) a stratificazione parallela, immergenti di pochi gradi verso nord; sono caratterizzate da continue alternanze di: sabbie grosse, grigie e sciolte, con ciottolotti poggiati su superfici erosive; sabbie medie grigio-giallastre, laminate poco cementate; sabbie fini siltose, più cementate. Le superfici di stratificazione sono irregolari; lo spessore degli strati variabile. Dovrebbero indicare la zona esterna alle barre (*shoreface* inferiore).

La parte alta del corpo marino è probabilmente rappresentata da *alternanze sabbioso-ciottolose* di battigia (Ags), non ben documentate. Chiude la successione marina un *deposito rudistico alluvionale* (Cc), composto da ciottoli eterometrici, fino a 30-40 cm di diametro alla base, ricco in matrice a piccoli clasti spigolosi, sabbia e pelite. Questa copertura continentale, che ha spessore di 2-5 m, si presenta fortemente pedogenizzata (colori Munsell fino a 2,5YR- 4/6 e 3/4) e costituisce probabilmente la base di un paleosuolo quasi totalmente eroso (Fig. 27). Nella parte interna del terrazzo il deposito Cc è ricoperto da colluvium limoso-ciottoloso molto arrossato.

c) Considerazioni ambientali

Le osservazioni effettuate nel 1° settore sui lembi



Fig. 26 - Terrazzo del II ordine; Settore interno (Fig. 1); quota massima 124 m; litofacies dal basso (stratigrafia in Fig. 25): calcari arenacei (C.a.); arenarie bioturbate (A.); banco di calcare conchigliare (C.c.). L'immagine mostra il lembo relitto del deposito terrazzato, poggiante su sabbie fini (sf) del substrato, che testimonia la paleoinsenatura illustrata in Fig. 24.

Terrace of 2nd Order; internal sector (Fig. 1); maximum altitude 124 m; lithofacies from the bottom (stratigraphy in Fig. 25): arenaceous limestones (C.a.); bioturbate sandstones (A.); bank of calcareous shellstone (C.c.). The picture shows the remains of the terraced deposit, lying on the fine sands (sf) of the substratum.

terrazzati del III ordine hanno documentato molto bene la presenza di due unità in eteropia di facies tra loro: le sabbie inferiori Si e le peliti marine Pm, rappresentative della spiaggia sottomarina inferiore e di transizione. La spiaggia alta ed emersa occupava la parte interna del terrazzo, ora ricoperto da parecchi metri di alluvioni ciottolose pedogenizzate; essa non è stata pertanto ben documentata. Risulta assente in questo settore l'unità pelitica di retrospiaggia (Pds), che invece compare nei settori a SE.

In base alla quota massima dei sedimenti marini e alla ricostruzione geometrica della superficie superiore del terrazzo (SS.g.), la *paleolinea di riva* si colloca a 64 m s.l.m. (valor calcolato).

2.3.2. SECONDO SETTORE (tra il Fosso Petraro ed il T. Fiumarella)

Il terrazzo è caratterizzato da 2 superfici relitte maggiori (loc. Fulitano); esse si sono originate dallo sviluppo della rete idrografica minore, compresa tra il Fosso Petraro a NO ed il T. Fiumarella a SE, che le ha ulteriormente suddivise verso mare (Fig. 1, simbolo 1). Morfologicamente le superfici terrazzate sono comprese tra le quote di 75 m (margine interno) e di 55-60 m (orlo esterno).

a) Aspetti geometrici (Fig. 14-B)

Il corpo terrazzato sedimentario ha una *ampiezza trasversale* alla costa variabile da 500 a 800 m; esso risulta quindi più conservato rispetto al terrazzo descritto nel settore 1. Lo *spessore* massimo del deposito terrazzato, compresa la copertura continentale, è di 25 m, uguale a quella del settore 1. Nella ricostruzione effet-

tuata in Fig. 14-B, la *superficie inferiore* del terrazzo (tratto rettilineo) si alza in quota da 42 a 49 m, con inclinazione (calcolata) di $0,7^\circ$; è limitata a monte da una *paleofalesia sepolta* (PF.s.) che si chiude a 85 m. La *superficie superiore* (SS.r.), estesa tra 55 e 75 m, presenta una inclinazione media di 2° , mentre tratti a debolissima pendenza (1°) sono compresi tra le quote di 60 e 70 m; la superficie superiore è separata dalla *paleofalesia degradata* (PF.d.) a monte da una *fascia colluviale* con inclinazione di $5-8^\circ$. Verso mare il corpo terrazzato è troncato dalla *scarpata esterna* (SE.r.) che, tra le quote di 60 e 20 m ha una inclinazione media di 10° (nel settore 2). Poiché lo sviluppo lungo costa del terrazzo avviene in direzione 123° (valore medio: v. paragr. 2.3.), tutti i dati raccolti nell'area del settore 2 sono stati proiettati secondo tale direzione sul piano verticale della sezione geologica di Fig. 14-B, al fine di una loro integrale utilizzazione.

b) Aspetti litologici e sedimentologici

I punti di osservazione effettuati hanno permesso



Fig. 27 - Terrazzo del III ordine; Settore 1°; quota 65 m; località Vurdisca; litofacies Cc: deposito rudittico a ciottoli in prevalenza arrotondati, in matrice sabbioso-limoso. L'embriciatura dei ciottoli verso sud (a destra) testimonia l'origine alluvionale del deposito, che costituisce la copertura pedogenizzata dei depositi marini terrazzati.

Terrace of 3rd Order; Sector 1; altitude 65 m; locality: Vurdisca; Cc lithofacies: ruditic deposit, with prevalently rounded pebbles, in a muddy-sandy matrix. The imbrication of the pebbles towards the S testifies to the alluvial origin of the material that constitutes the pedogenised cover on the terraced marine deposits.

una buona ricostruzione della stratigrafia, che appare caratterizzata da vistose eteropie di facies legate al processo trasgressivo e alla successiva migrazione della linea di riva verso il largo; ciò integra quanto osservato nel terrazzo del 1° settore.

Sulla superficie inferiore del terrazzo, tagliata nel substrato argilloso, poggia un debole spessore di ciottoli ben arrotondati (*unità rudittica trasgressiva* Cb). Seguono sabbie da medio-fini a grosse, grigie, sciolte; a volte si presentano laminate, siltose, leggermente cementate, immergenti a NE di $4-6$ gradi, (*unità sabbiosa* Si).

Ben documentato risulta il successivo corpo ghiaioso-sabbioso (*alternanze ghiaioso-sabbiose* Ags), costituito da sabbie grossolane, conglomerati e ghiaietto, con spessore non superiore a $6-8$ m; gli strati sono inclinati di $3-5^\circ$ verso mare. La parte alta mostra *sets* di sabbie grossolane con lenti di ciottoli arrotondati inclinati di $7-10^\circ$ verso NE: essi indicano chiaramente il progredire della spiaggia verso la stessa direzione, cioè verso mare (facies di battigia – Fig. 28). Nel deposito si possono riconoscere diverse facies della spiaggia alta (*fore-shore*).

Questo corpo è chiuso in alto da peliti grigio-scuere, con rare lenticelle di sabbia e ghiaietto (*unità pelittica* Pds), il cui spessore aumenta verso terra fino a 10 m. In questa zona interna del terrazzo le peliti argillose con giacitura suborizzontale vengono sostituite da siltiti sabbiose e, verso l'alto, da sabbie pelittiche inclinate di 4° verso NE (Fig. 29), inclinazione indotta dalla chiusura verso monte del bacino.

Uno scavo studiato nel 1987 (con il prof. G. Rodolfi) ha evidenziato molto bene la sovrapposizione del deposito pelittico (Pds) sulle alternanze ghiaioso-sabbiose di spiaggia (Ags); l'unità Pds mostra nella parte alta un suolo grigio-bruno con segregazione di carbonati nella parte bassa. Esso si sovrappone ad un altro suolo, color grigio molto scuro, a struttura prismatica grossolana, con patine d'argilla sulle superfici degli aggregati. I paleosuoli indicano episodi di emersione dell'area di retrospiaggia, come verrà confermato dallo studio condotto nel 3° settore (paragr.2.3.3.).

La successione marina sopra descritta è chiusa dalla *unità rudittica alluvionale* (Cc) che segna la regressione marina e quindi il sopravvento dell'ambiente continentale. Il deposito presenta clasti eterometrici con arrotondamento variabile, abbondante matrice mal classata, lenti sabbiose, ciottolose e pelittiche mal definite e locali embriciature dei ciottoli verso monte. La litologia di ciottoli è caratterizzata da abbondanza di calcari; da scarse arenarie e da graniti alterati. I colori 5YR-3/3 (a volte 2,5YR-3/4) indicano la forte alterazione del deposito; il suo spessore può raggiungere i $5-6$ metri.

La zona di raccordo tra la superficie terrazzata ed il versante a monte (*paleofalesia degradata*) è caratterizzata da forti spessori di *colluvium* limoso-sabbioso o limoso-ciottoloso pedogenizzato (7,5YR-3/4) e indurito.

c) Considerazioni ambientali

Il deposito terrazzato rappresentato in Fig. 14-B mostra una perfetta analogia con il deposito terrazzato più alto (stessa figura, Sez. A). Viene quindi confermato il meccanismo di formazione di questi ampi terrazzi.

La posizione dell'antica *linea di riva* è stata determinata geometricamente (PLR.g.) sulla base della quota

massima dei depositi marini: essa risulta a circa 70 m s.l.m.

2.3.3. TERZO SETTORE (in destra del T. Fiumarella)

Il terrazzo del III ordine è rappresentato in quest'area da poche superfici, molto erose, con ampiezza che progressivamente si riduce fino a sparire verso SE (Fig. 1). La causa può essere dovuta sia ad una originaria minor ampiezza del terrazzo (rispetto all'analogo ordine presente in sinistra del T. Fiumarella), sia ad una forte erosione costiera tipica di questo settore di costa (come già ipotizzato precedentemente al paragr. 2.2.3.), ad opera degli stazionamenti marini più bassi, successivi all'emersione del terrazzo. Ciò sembra confermato dall'inclinazione della *scarpata esterna* in argilla, che può essere considerata una paleofalesia degradata, oggi protetta da circa 200 m di piana costiera: essa si sviluppa infatti da 50 a 10 m di quota con una inclinazione media di 15°, valore quindi doppio rispetto a quello medio di 8° calcolato nei settori in sinistra del T. Fiumarella.

a) Aspetti geometrici (Fig. 20-B)

Sono stati riconosciuti 3 relitti terrazzati, con ampiezza compresa tra 100 e 200 m. Su due superfici sono stati osservati lembi ridotti di una copertura ciottolosa; in corrispondenza della terza invece il corpo terrazzato ha uno spessore massimo di una decina di metri (contro i 25 m osservati nei due settori settentrionali). Le osservazioni su questo deposito furono effettuate nel gennaio del 1991 (assieme al prof. G. Rodolfi); attualmente l'antropizzazione dell'area rende molto difficile riconoscere la stratigrafia allora osservata, così come ostacola un controllo delle quote e delle misure in genere. Per questo motivo i valori riportati in Fig. 20-B possono essere affetti da un errore di almeno 5 m.

La *superficie inferiore* del terrazzo (tratto rettilineo) si sviluppa in quota tra 47 e 50 m circa; la *superficie superiore* presenta la minima inclinazione tra 57 e 62 m circa, con angolo di 1,4° (valore calcolato). Anche questo terrazzo si è formato, come nei casi precedenti, a spese del precedente terrazzo superiore.

b) Aspetti litologici e sedimentologici

Il corpo sedimentario marino risulta in questo settore di dimensioni ridotte e non fornisce perciò le stesse indicazioni emerse nei settori precedenti. Sulle argille del substrato poggia direttamente un deposito ciottoloso sciolto, con clasti aventi diametro fino a 20-30 cm, ben arrotondati, sfericizzati ed

appiattiti, alterati con colore 7,5YR-5/5; lo spessore è di qualche metro.

Nella parte centrale del terrazzo un ampio solco d'erosione è riempito da sabbie giallastre con livelli ghiaiosi nella parte inferiore e ricoperte da limi scuri pedogenizzati, formanti un suolo nero (vertisuolo) che mostra nella parte inferiore un evidente livello biancastro a carbonati (Fig. 30). Il tutto è ricoperto da depositi colluviali a monte e da *debris-flow* fangoso-ciottoloso bruno nella parte esterna del terrazzo.

c) Aspetti ambientali

Il ridotto spessore del deposito marino non permette di calcolare direttamente la posizione dell'antica linea di riva sollevata; ciò può essere fatto indirettamente, in base alla quota della superficie inferiore ed allo spessore del corpo sedimentario marino desunto dalle sezioni precedenti (spessore massimo di circa 22 m). Si ricava in tal modo geometricamente che la linea di riva (PLR.g.) dovrebbe collocarsi a circa 71 m s.l.m. attuale (contro i 64 m del 1° settore ed i 70 m del 2°). La situazione stratigrafica sopra esposta permette di riconoscere la seguente schematica evoluzione del terrazzo: deposizione del corpo sedimentario marino; emersione con pedogenesi e fase di erosione continentale con formazione di profondi solchi sulla superficie del terrazzo; riempimento con sabbie mal classate e livelli ghiaiosi dei solchi stessi; episodio palustre con deposizione di limi argillosi; pedogenesi; ulteriori fasi di ricoprimento ad opera di depositi colluviali.

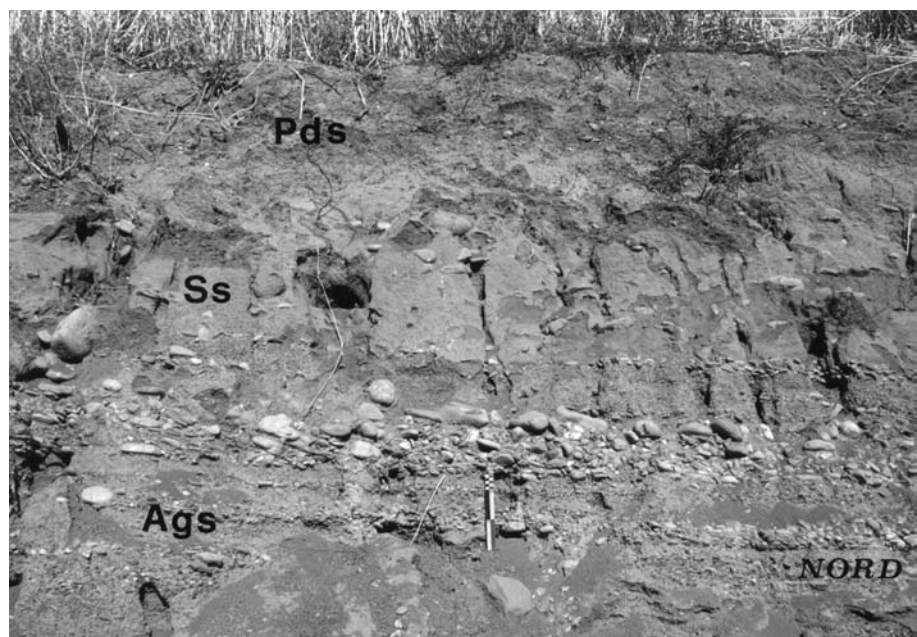


Fig. 28 - Terrazzo del III ordine; Settore 2°; quota 55 m; località Valle di Carro; litofacies visibili dal basso: (Ags) livelli di ghiaietto fine inclinati di 5° verso nord, che terminano in alto con ciottoli appiattiti nettamente embriciati verso mare (a destra); ambiente di battigia. (Ss) sabbie medio-grosse con ciottoli sparsi; probabile ambiente di spiaggia emersa. (Pds) deposito limoso con rare lenticelle di sabbia e ghiaietto, separato dalle sabbie sottostanti da una superficie inclinata di 2-3° verso nord; ambiente palustre o lagunare.

Terrace of 3rd Order; Sector 2; altitude 55 m; locality: Valle di Carro; lithofacies visible from below: (Ags) levels of fine gravel dipping 5° towards the N, terminating above with flattened pebbles netly imbricated towards the sea; shoreface environment. (Ss) medium-coarse-grained sands with scattered pebbles; probably subaerial beach environment (backshore). (Pds) muddy deposit with occasional lenticels of sand and gravel, separated from the underlying sands by a surface inclined 2-3° towards the N; swampy or lagoon environment.



Fig. 29 - Terrazzo del III ordine; Settore 2°; quota 55-60 m; località Cozzo del Finocchio; litofacies Pds: siltiti laminare color nocciola chiaro, interrotte da livelli sottili e irregolari di sabbie grosse grigio-scuro; la parte centrale (priva di sabbie grosse), appare bioturbata. Gli strati immergono debolmente (2-4°) verso NE. Ambiente: lagunare.

Terrace of 3rd Order; Sector 2; altitude 55-60 m; locality: Cozzo del Finocchio; Pds lithofacies: light-brown-coloured laminate siltstones, interrupted by thin, irregular levels of dark-grey coarse sands; the central part (lacking coarse-grained sands) appears bioturbate. The layers dip weakly (2-4°) towards the NE. Lagoon environment.

2.4. Le superfici terrazzate del IV ordine, con linea di riva a 25-30 m

Tra 20 e 30 metri di quota è riconoscibile, lungo tutta la fascia costiera esaminata, l'ordine di terrazzi più basso. Si tratta di piccole superfici intagliate nelle argille del substrato, nella quasi totalità manomesse per scopi agricoli ed in parte deformate o addirittura cancellate da fenomeni franosi. Pertanto le descrizioni risultano carenti; tuttavia l'esistenza del terrazzo è confermata da un evidente aspetto morfologico che caratterizza i versanti rivolti verso mare: una *netta rottura di pendenza* separa il versante compreso tra le isoipse di 30 e 50 m (scarpata esterna del sovrastante terrazzo del II ordine) ed il versante compreso tra 20 e 30 m di quota. Il primo tratto ha una inclinazione media di 25° (intervallo 20-30°); il tratto più basso ha invece una inclinazione media di circa 7° (intervallo 5-10°). Questo tratto poco inclinato

corrisponde alle superfici del IV ordine. Il paese di Stazione di Mirto Crosia è costruito proprio tra 20 e 30 m di quota.

a) Aspetti geometrici

Sono stati cartografati 7 relitti di superfici (da T1 a T7 in Fig. 1), con *ampiezza* compresa tra 100 e 170 m; l'inclinazione della *superficie superiore* del terrazzo risente della presenza di depositi colluviali nella parte a monte e dell'erosione nella parte verso mare, per cui l'intervallo altimetrico entro il quale si sviluppa la superficie terrazzata è genericamente posto tra le isoipse di 20 e 30 metri.

b) Aspetti litologici e sedimentologici

Il corpo terrazzato marino è stato in gran parte rimosso o rimaneggiato dalle arature; su tre superfici tuttavia si sono potuti osservare ancora piccoli lembi di depositi sabbioso-ciottolosi. In particolare sulla superficie T4 (ad ovest del km 319) (Fig. 1) è ancora preservato un deposito marino costituito in basso da 30 cm di sabbie medio-grosse, sciolte, classate, ricoperte da circa 1 m di ghiaie a ciottoli eterometrici, ben arrotondati, spesso appiattiti, con diametri massimi di 10-20 cm.

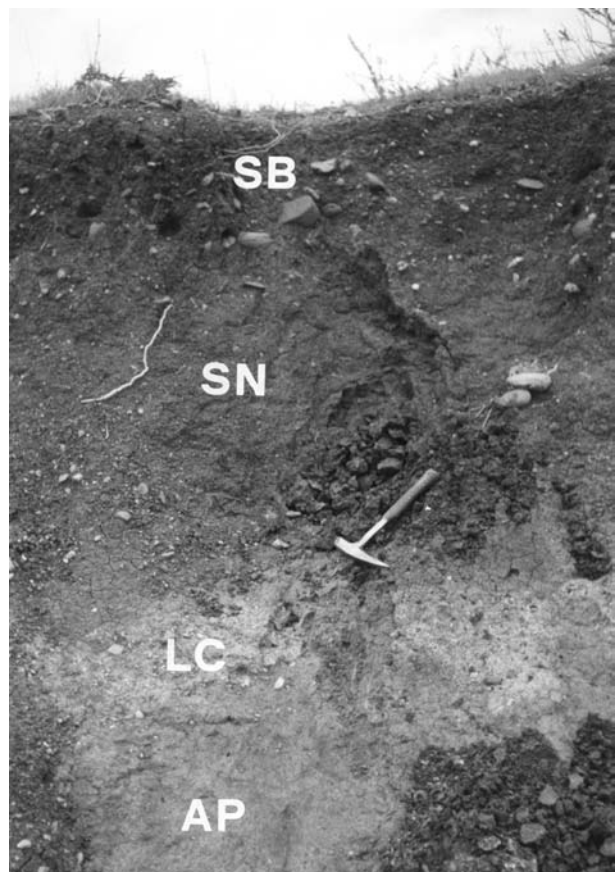


Fig. 30 - Terrazzo del III ordine; Settore 3; quota 50-55 m; litofacies: peliti Pds. AP= argille siltose palustri pedogenizzate; LC= livello ricco di carbonati; SN= paleosuolo nero (vertisuolo); SB= suolo bruno su colluvium rimaneggiato.

Terrace of 3rd Order; Sector 3; altitude 50-55 m; lithofacies: Pds pelites. AP= silty, marshy pedogenised clays; LC= carbonate-rich layer; SN= black paleosol (vertisol); SB= brown soil on reworked colluvium.

Inglobato tra i ciottoli anche un blocco di circa 80 cm di diametro di calcareniti algali abbastanza arrotondato; esso deriva dai calcari algali caratteristici del I ordine di terrazzi. Il deposito, la cui base non è stata osservata, si presenta alterato, con colori ocra. Numerosi blocchi di calcareniti stratificate, più o meno arenacee, sono stati inoltre accumulati dai contadini ai bordi del campo; essi dovevano far parte dell'originario deposito terrazzato marino. Sulla superficie T6 infine (ad ovest di Cappella S. Giacomo) un netto ripiano mostra sulla superficie ciottoli arrotondati, decimetrici, ed un frammento di strato di calcarenite algale.

c) Considerazioni ambientali

La ridotta ampiezza delle superfici ed il debole spessore dei depositi, permettono di dedurre che la formazione di questo terrazzo più basso sia da attribuire ad uno stazionamento marino di durata assai minore rispetto a quelli più antichi (e più alti). Questa considerazione verrà tenuta presente nell'inquadramento cronologico dei terrazzi (Cap. 3.2.).

L'antica *linea di riva* può essere posizionata tra 25 e 30 m s.l.m.

3. ASPETTI GEOMETRICI, GENETICI, STRATIGRAFICI ED EVOLUTIVI DEI TERRAZZI MARINI

In questo capitolo le osservazioni di campagna vengono utilizzate per formulare considerazioni, a carattere sia locale che generale, su molti aspetti legati alla genesi dei terrazzi marini ed alla loro trasformazione nel tempo.

In particolare le considerazioni esposte nei 13 paragrafi toccano cinque argomenti principali:

- a) Geometria e nomenclatura (3.1.)
- b) Genesi ed età (3.2. e 3.3.)
- c) Aspetti litologici, stratigrafici, sedimentologici e facies (3.4. – 3.5. – 3.6. – 3.7. – 3.8.)
- d) Eustatismo e tettonica (3.9. – 3.10. – 3.11. – 3.12.)
- e) Processi erosivi e rimodellamento (3.13.)

3.1. La geometria e la nomenclatura dei terrazzi

Per *terrazzo marino* si intende comunemente una superficie costiera suborizzontale o leggermente inclinata verso mare, esposta a causa del sollevamento, delimitata verso terra e verso mare da scarpate o versanti più o meno ripidi. Però un *terrazzo rimodellato* dall'erosione (vedi 3.13.) può identificarsi in maniera assai diversa, ovvero con tratti di crinali suborizzontali, con ondulazioni consecutive di quota simile lungo un crinale che scende verso mare, con rilievi (culminazioni topografiche) isolati a quote ricorrenti, con piccoli lembi di depositi (Carobene & Firpo, 2002). È limitativo considerare il terrazzo una caratteristica morfologica del paesaggio (come enunciato sopra), in quanto il terrazzo è "il risultato di più processi" avvenuti nel tempo, anche di quelli che hanno agito dopo l'emersione ed il sollevamento, in particolare il rimodellamento e l'attività tettonica.

Per questi motivi può succedere che l'identificazione di un *singolo* terrazzo avvenga mediante la correlazione di *tanti* aspetti distinti: genetici, sedimentari, geometrici, morfologici, ecc.; ad essi bisogna dare una

denominazione differente a seconda di quello che rappresentano. In questi casi è spesso necessario "ricostruire geometricamente" l'originaria superficie; essa comprenderà al suo interno tutte le *forme* distinte o i *depositi* che ne rappresentano oggi la testimonianza.

La Fig. 31 sintetizza i vari aspetti evidenziati nello studio dei terrazzi di Crosia-Calopezzati e la corrispondente nomenclatura (si rimanda alla didascalia della figura per la descrizione dettagliata); in particolare occorre evidenziare:

a) la superficie inferiore (Sl.g.) è composta da un tratto rettilineo a bassa pendenza (0,5-1°) e da un tratto interno curvo con pendenza media 6-8 volte maggiore. Tale geometria della Superficie inferiore presenta grandi analogie con il modello di "wave-cut platform" descritto da Bradley & Griggs (1976) per i terrazzi della California centrale; la piattaforma è suddivisa in un "offshore segment", rettilineo, con inclinazioni di 0,4-1° e con ampiezze che possono superare i 2000 m, e in un "inshore segment", leggermente concavo, inclinato di 1,2-2,3°, ampio 300-600 metri (v. anche 3.10.c).

b) La superficie superiore rimodellata (SS.r.) comprende rilievi isolati costituiti da lembi più o meno erosi del deposito, oppure da relitti della originaria superficie superiore suborizzontale terrazzata; su questi ultimi i paleosuoli sono più sviluppati e meglio conservati;

c) l'intersezione tra la superficie superiore (geometricamente ricostruita) e la paleofalesia (geometricamente ricostruita) si può convenzionalmente assimilare alla *paleolinea di riva* (più alta) (PLR.g.) (vedi 3.11.); la posizione analoga a PLR.g. è chiamata "shoreline angle" da Kern (1977) e "inner edge" da Bradley & Griggs (1976).

Il tema della definizione geologica e morfologica dei terrazzi è stato affrontato già da tempo dagli Autori sopra citati (Bradley, 1957; Bradley & Griggs, 1976; Kern, 1977), ma sempre in maniera non esauriente. C'è confusione nella terminologia, come, ad esempio, nel caso dei due termini più utilizzati: orlo esterno e margine interno; essi si ricavano dalle carte e dalle foto aeree e pertanto devono avere senza equivoci un *significato morfologico*. In Bradley & Griggs (1976) è chiamato invece "outer edge" il punto che in Fig. 31 è indicato come "limite esterno del deposito terrazzato"; lo stesso punto viene chiamato "toe" in Kern (1977).

Il modello quantitativo proposto in Fig. 31 potrà essere utilizzato come riferimento per le descrizioni dei terrazzi in genere: tuttavia i terrazzi marini possiedono alcuni *elementi* in comune, ma anche altri aspetti di volta in volta diversi, che dipendono dai *fattori* locali che ne hanno influenzato la loro formazione. Tra i principali fattori si possono ricordare: a) il substrato (vedi 3.3.); b) i caratteri dello stazionamento marino (vedi 3.11.); c) le condizioni meteomarine e, in particolare, l'energia delle onde; d) la morfologia dei fondali; e) il detrito a disposizione lungo costa e gli apporti fluviali (vedi 3.7.); f) il clima; g) la tettonica (vedi 3.12.).

3.2. Età e sollevamento dei terrazzi

Occorre premettere che "l'età del terrazzo" è un termine ambiguo, anche se molto usato. L'argomento è già stato affrontato da Carobene (1981) che ha distinto una "età riferita alla formazione del deposito marino terrazzato" e una "età riferita allo sviluppo nel tempo del terrazzo inteso come forma". Più semplice è il caso di una singola "linea di riva" riferibile ad un preciso "livello

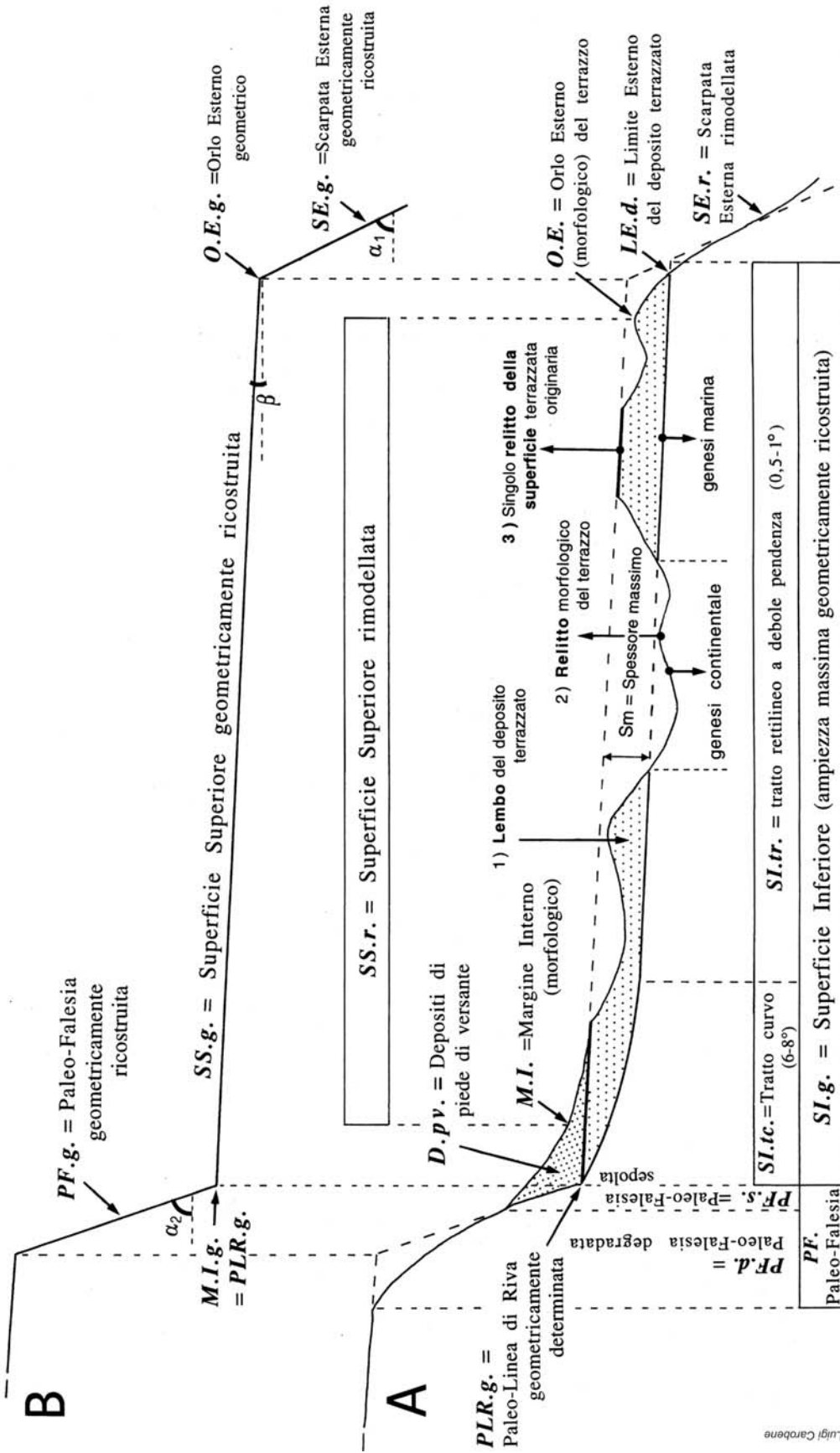


Fig. 31 - Modello di terrazzo marino ricavato dai dati esposti nel Cap. 2. Il terrazzo non viene considerato solamente una forma, ma anche un corpo geologico (analogamente a conoide, morena, ecc.); la geometria interna ed esterna del terrazzo è stata perciò accuratamente descritta ed è stata arricchita la relativa nomenclatura. L'utilizzo del modello permette descrizioni quantitative (di distanze, quote, angoli) indispensabili per effettuare confronti attendibili. A) Profilo di un terrazzo che mostra i vari aspetti della superficie superiore rimodellata, della superficie inferiore, della paleofalesia a monte e della scarpata esterna a valle. Il rimodellamento conseguente all'emersione del terrazzo e al suo sollevamento (vedi Fig. 41) produce una serie di relitti, dalla cui interpolazione è possibile ricostruire geometricamente (B) la Superficie Superiore e quindi anche altri elementi caratteristici, tra cui la posizione della Paleo-Linea di Riva (PLR.g.).
Model of a marine terrace deduced from the study of the Crosia-Calopezzati area. The terrace should not be considered purely as a form, but also as a geological body (analogous to fan, moraine, etc.); however, the internal and external geometries have been accurately described and has enriched the relative nomenclature. The use of the model has made it possible to make quantitative descriptions (of distance, height, angles) indispensable for making reliable comparisons. A) Profile of a terrace showing the various features of the degraded upper surface (SS.r.), lower surface (SI.g.), landward paleoseacliff (PF.), external slope (SE.r.) and paleoshoreline (PLR.g). O.E. = outer morphological margin; L.E.d = external limit of the terraced deposit. The remodelling following the emersion and uplifting of the terrace (see Fig. 41) produced a series of relits (1, 2, 3) from which it is possible to geometrically reconstruct (profile B) the upper surface (SS.g.) and also the other characteristic elements, including the position of the inner geometric margin (M.I.g.) and the outer geometric edge (O.E.g.).

di stazionamento marino" (vedi 3.11.); il terrazzo invece, forma complessa corrispondente ad un "alto picco eustatico interglaciale" si forma in un intervallo di tempo di migliaia di anni (3.10.b), e con tale intervallo dovrebbe essere in realtà indicata l'età di un terrazzo. In particolare ciò vale quando è presente un deposito terrazzato marino che costituisce, a tutti gli effetti, una *Unità litostratigrafica*, alla quale corrisponde un *intervallo cronostratigrafico* ben preciso. Quanto detto spiega come mai le datazioni effettuate sui coralli dei terrazzi recifali si distribuiscono molto spesso in intervalli cronologici di 5.000-15.000 anni (Chappell & Veeh, 1978; Chen *et alii*, 1991; Ku *et alii*, 1990; Mush *et alii*, 1994, ecc.).

Il problema si risolve assegnando un'età *alla più alta linea di riva* riconosciuta dallo studio del terrazzo. Ciò è stato fatto: a) tenendo conto dell'età del substrato; b) utilizzando una datazione Th/U sui calcari algali del I ordine; c) paragonando il sollevamento dell'area studiata a quello delle aree immediatamente limitrofe; d) correlando gli ordini terrazzati agli *stages* interglaciali della curva isotopica dell'ossigeno (MIS).

a) Lo studio micropaleontologico delle successioni del substrato ed anche dei corpi terrazzati è in corso; le relative indicazioni biostratigrafiche non vengono pertanto riportate nella presente Nota. La successione argillosa pleistocenica, che costituisce il substrato dei terrazzi, appare comunque in gran parte riferibile al

Pleistocene medio, analogamente a quanto emerso nell'area del F. Crati (Carobene *et alii*, 1997). Ciò è confermato da una datazione con tracce di fissione di un orizzonte vulcanoclastico (Bigazzi, com. or.) presente nella successione argillosa. Conseguentemente la formazione dei vari ordini di terrazzi deve collocarsi nella parte terminale del *Pleistocene medio* e nel *Pleistocene superiore*.

b) Una datazione Th^{230}/U^{234} eseguita nel 1995 presso i laboratori ENEA AMB/SAF (Casaccia-Roma) su un campione di calcare algale non trattato e su un secondo campione soggetto a trattamento fisico preliminare ha fornito date comprese tra 297.676 e 407.233 anni e quindi al limite del metodo. Pertanto il campione ha un'età maggiore di 300.000 anni.

c) Per inquadrare il sollevamento nell'area del F. Trionto, sono stati esaminati i dati del sollevamento quaternario nelle aree limitrofe. Gli studi sui terrazzi marini condotti nella Calabria settentrionale ionica, in particolare a NO della Piana di Sibari, hanno sufficientemente definito l'entità del sollevamento con valutazioni nel complesso simili. Il lavoro di Cucci & Cinti (1998) fornisce una velocità media di sollevamento negli ultimi 700.000 anni di 0,57 mm/anno. A SO dell'area studiata, il Massiccio Silano si è sollevato con velocità medie di 0,5 mm/a nell'ultimo milione di anni (Ciaranfi *et alii*, 1983), ma probabilmente con valori maggiori nella zona

TAB. 1 - In colonna 2 sono riportate le *quote attuali delle antiche linee di riva* sollevate relative ai 4 ordini di terrazzi riconosciuti; i valori sono affetti da un errore di circa ± 5 m. In colonna 3 sono riportate le probabili *quote degli antichi paleostazionamenti* marini riferiti ai massimi picchi interglaciali, desunti e mediati da diversi Autori (Aharon & Chappell, 1986; Bender *et alii*, 1979; Chappell & Shackleton, 1986; Dodge *et alii*, 1983; Mush *et alii*, 1994; Pirazzoli *et alii*, 1991; Shackleton, 1987; Williams *et alii*, 1998). Si è inoltre tenuto conto dell'altezza dei picchi delle curve paleoclimatiche, dalle quali si può avere un'idea delle quote dei paleolivelli assumendo che un cambiamento di 0,1 ‰ del δ^{18} equivalga a 10 m (Harmon *et alii*, 1983; Shackleton, 1987). I possibili errori non sono inferiori a ± 5 m. In colonna 4 sono riportati i valori dei sollevamenti; per il IV ordine si è tenuto conto che la sua formazione può essere attribuita sia al *substage* 5a che al 5c; per il I ordine, ritenuto policiclico, è più probabile che la linea di riva più alta sia da attribuire all'interglaciale più antico, cioè allo *stage* 11c. La colonna 5 riporta le *età dei picchi più alti* delle curve paleoclimatiche (da Winograd *et alii*, 1997). Nella colonna 6 sono indicati i *substages* corrispondenti alle età della col. 5. La colonna 7 infine riporta i tassi di sollevamento calcolati in base alle colonne 4 e 5; i valori riferiti ai *substages* 5c e 9c (posti tra parentesi) sono ritenuti meno probabili.

*Uplift rates. The present-day elevations of the uplifted ancient shorelines of the 4 orders of terraces identified are reported in column 2; the values are affected by an error of about ± 5 m. The probable elevations of the ancient paleohighstands of the maximum interglacial peaks, as deduced and published by various authors (Aharon & Chappell, 1986; Bender *et alii*, 1979; Chappell & Shackleton, 1986; Dodge *et alii*, 1983; Mush *et alii*, 1994; Pirazzoli *et alii*, 1991; Shackleton, 1987; Williams *et alii*, 1998) are reported in column 3. The elevations of the peaks of the paleoclimatic curve, from which it is possible to get an idea of the altitudes of the paleolevels, assuming that a change of 0.1 ‰ of δ^{18} equals 10 m (Harmon *et alii*, 1983; Shackleton, 1987), have been taken into consideration. The possible errors are not less than ± 5 m. The uplift values are reported in column 4; the fact that the formation of the 4th order can be attributed to substages 5a and 5c and that the highest coastline of the 1st order, considered polycyclic, can be attributed to the most ancient interglacial, that is stage 11c, has been taken into consideration. The age of the highest peaks of the paleoclimatic curve (from Winograd *et alii*, 1997) is reported in column 5. The substages corresponding to the ages in column 5 are given in column 6. The rates of uplift, calculated on the basis of columns 4 and 5 are reported in column 7; the values referring to substages 5c and 9c (in parentheses) are considered less probable.*

1	2	3	4	5	6	7
ORDINI	QUOTA delle antiche linee di riva (metri)	QUOTA Paleostazionamento (metri)	SOLLEVAMENTO medio (metri)	ETÀ del piccolo del picco più caldo (anni) x1000	STAGE Curve climatiche	TASSI di sollevamento (mm/anno)
I	210	+5 +10	(205) 200	330 405	9c 11c	(0,62) 0,49
II	105÷120	-10	122	240	7e	0,51
III	64÷71	+5	62	125	5e	0,50
IV	25÷30	-15 (-10)	42 (37)	85 105	5a 5c	0,49 (0,35)

assiale a partire dal Pleistocene medio (Moretti & Guerra, 1997); nella valle del F. Crati, interposta tra la Sila e la Catena Costiera tirrenica, sono stati calcolati valori di sollevamento di circa 0,7 mm/a per il Pleistocene medio e superiore (Carobene *et alii*, 1997). Nel settore ionico a SE dell'area del F. Trionto, sono stati da tempo studiati i terrazzi della penisola crotonese (Selli, 1962; Belluomini *et alii*, 1988); una ricerca di Palmentola *et alii* (1990) ha permesso di calcolare un tasso di sollevamento medio pari a 0,4 mm/a a partire dallo *stage* 9. Pertanto l'area del F. Trionto si trova compresa tra aree con valori di sollevamento variabili da 0,4 a 0,7 mm/anno. In base a questa analisi regionale, è stato correlato all'ultimo interglaciale (Eutirreniano) il III ordine di terrazzi, con linea di riva a 64÷71 m, in quanto

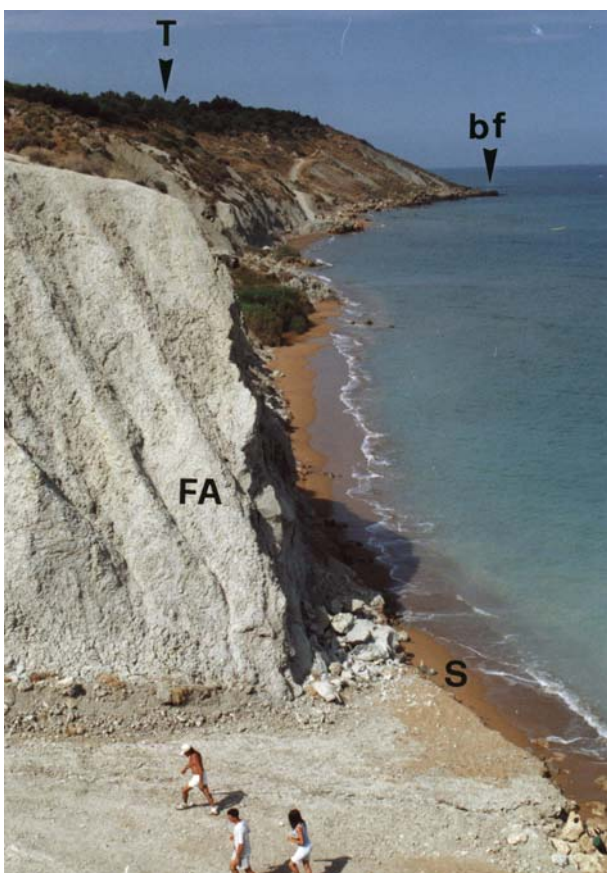


Fig. 32 - Esempio di falesia argillosa attiva (FA) presente nella penisola di Crotona. Il suo rapido arretramento è documentato dai blocchi di argilla presenti alla base e non ancora asportati dal moto ondoso. La falesia è scarsamente protetta da una sottile spiaggia (S) di sabbia rossastra; sullo sfondo invece sono visibili i blocchi franati (bf) provenienti dal deposito del terrazzo marino (T) sviluppato a 25-30 m di quota; essi formano un frangiflutto naturale che protegge la falesia, che ha acquistato pertanto una pendenza minore.

Example of active clayey cliff (FA) on the Crotona peninsula. Its rapid retreat is documented by the clay blocks at its foot that have still not been carried away by wave action. In the foreground, the cliff is poorly protected by a narrow beach (S) of reddish-coloured sand. Instead, in the background the blocks (bf) that have fallen from the deposit of the marine Terrace (T) that developed at an altitude of 25-30 m, and now lie at the foot of the cliff, form a natural breakwater that protects it. Thus the cliff has acquired a lesser inclination here.

la sua attuale quota comporta un sollevamento medio di 62 m (vedi Tab. 1) pari ad un tasso di 0,50 mm/a; tale valore è il più coerente con quelli sopra esposti, riferiti alle aree limitrofe. L'attribuzione del terrazzo del III ordine all'ultimo interglaciale viene confermata al successivo Punto d).

d) Le considerazioni e i dati esposti nei precedenti Punti a) e b) *impongono* che i 4 ordini di terrazzi ritrovati si siano formati in coincidenza degli ultimi alti eustatici interglaciali, a loro volta correlati agli *stages* caldi della curva isotopica dell'ossigeno. Tuttavia il terrazzo del IV ordine, con linea di riva a 25÷30 m (paragr. 2.4.), presenta deboli spessori di depositi ed ha scarsa evidenza morfologica, pur essendo il più recente: non può per dimensioni essere paragonato a quelli più alti e non può quindi essere assegnato al picco dell'ultimo interglaciale 5e che, per importanza, è equiparabile agli interglaciali corrispondenti agli *stages* 7, 9 e 11. Di conseguenza è più verosimile attribuirlo ai *substages* minori 5a o 5c. Il terrazzo del III ordine va quindi correlato allo *stage* 5 (*substage* 5e); il terrazzo del II ordine (con linea di riva a 105÷120 m) si correla al precedente *stage* 7 (*substage* 7e) e il terrazzo del I ordine (con linea di riva a 210 m) si correla agli *stages* 9 (*substage* 9c) e 11 (*substage* 11c) (dalla curva climatica di Winograd *et alii*, 1997).

Per concludere, questa cronologia ricavata indirettamente e per via deduttiva trova una forte giustificazione nell'età del substrato (Pleistocene medio) e nella datazione dei calcari algali del I ordine di terrazzi. Le età attribuite ai 4 ordini terrazzati hanno permesso di costruire lo schema di Tab. 1. I *tassi di sollevamento* risultano assai coerenti tra loro e forniscono una velocità media di sollevamento pari a 0,50 mm/anno circa.

3.3. Il ruolo del substrato nel processo trasgressivo

Uno degli "elementi" caratteristici del terrazzo marino è la *superficie inferiore* (Sl. in Fig. 31); essa taglia il substrato con inclinazione e lunghezza variabili. Gli studi sulle coste alte rocciose (Anderson *et alii*, 1999; Sunamura, 1992) hanno fornito relazioni tra i vari aspetti della costa e le forze in gioco. Con particolare riferimento all'area in esame, il substrato ha condizionato lo sviluppo della superficie inferiore in maniera duplice.

Il *primo aspetto* riguarda la litologia e la struttura del substrato, ovvero stratificazione e giacitura. Nell'area di Crosia - Calopezzati il substrato è costituito da argille più o meno siltose, immergenti a N con angoli di inclinazione di 10-15°. Solamente la parte alta del terrazzo del I ordine poggia su un substrato costituito da sabbie poco cementate che costituiscono la base della successione pleistocenica; le argille esposte direttamente all'azione delle onde originano falesie verticali che, erose alla base, crollano velocemente. Se non si forma una spiaggia abbastanza ampia alla base della falesia (Fig. 32), capace di assorbire l'energia delle onde, l'arretramento della falesia è rapidissimo e di conseguenza si sviluppa una piattaforma marina suborizzontale assai ampia.

Il *secondo aspetto* riguarda invece l'azione causata dal detrito generato dalla distruzione del substrato ad opera delle onde. Se la costa è costituita da litotipi duri, il materiale derivante dall'arretramento della falesia va a costituire il detrito di fondo che, mobilizzato dall'azione delle onde, acquista potere abrasivo contribuendo così

a formare una tipica "piattaforma di *abrasione marina*". Se la quantità di detrito è alta e viene solo in parte asportata dalle onde e dalle correnti, allora con il tempo si accumula opponendosi così all'azione abrasiva e all'arretramento della falesia. Nell'area in esame tutto il materiale argilloso poteva venire rapidamente allontanato, dando così origine ad una "piattaforma di *erosione marina*", dove il principale fattore di avanzamento è stato lo scalzamento al piede della falesia.

4) LA VARIETÀ DELLE FACIES SEDIMENTARIE

Lo studio dei depositi terrazzati marini nell'area di Crosia-Calopezzati ha evidenziato la presenza di numerose *litofacies* (Cap. 2). Il rilevamento di campagna si è basato soprattutto sulle osservazioni dei principali caratteri tessuturali e sulla descrizione di alcune strutture sedimentarie. I risultati del rilevamento (vedi Figg. 14, 20, 25) sono stati schematizzati nel modello di Fig. 33: esso mostra grandi analogie con i noti modelli di una sequenza deposizionale regressiva tipica di una spiaggia progradante (Hoyt, 1967; Hunter *et alii*, 1979;

Nummedal & Swift, 1987; Oertel *et alii*, 1992; Reinson, 1992). Nel complesso le litofacies risultano essere abbastanza indicative dei principali *ambienti* di una spiaggia, acquistando quindi anche un significato di *facies sedimentarie*. In questo senso tuttavia le litofacies descritte costituiscono spesso più delle associazioni di facies, che delle facies singole. Si preferisce pertanto riassumere la descrizione dei depositi terrazzati mediante le 9 *litofacies* riconosciute, correlandole di volta in volta agli ambienti di spiaggia (spiaggia emersa, battigia e zona intertidale, spiaggia sottomarina superiore e inferiore, zona di transizione). Utili sono stati i confronti con le situazioni riportate in Massari *et alii* (1986), Massari & Parea (1988) e in Parea & Valloni (1983).

1) Litofacies (Cb): *Conglomerato basale trasgressivo*

Corpo ruditico di modesto spessore composto da ciottoli con diametri prevalenti di 10-30 cm, ma fino a 50-100 cm; deposito a volte ben cernito. Clasti poligenici di forma subsferica e appiattita; arrotondamento molto buono (Fig. 34); i clasti di grande diametro sono stati probabilmente ereditati da preesistenti depositi alluvionali (vedi 3.8.). Matrice scarsa, formata da ghiaietto e

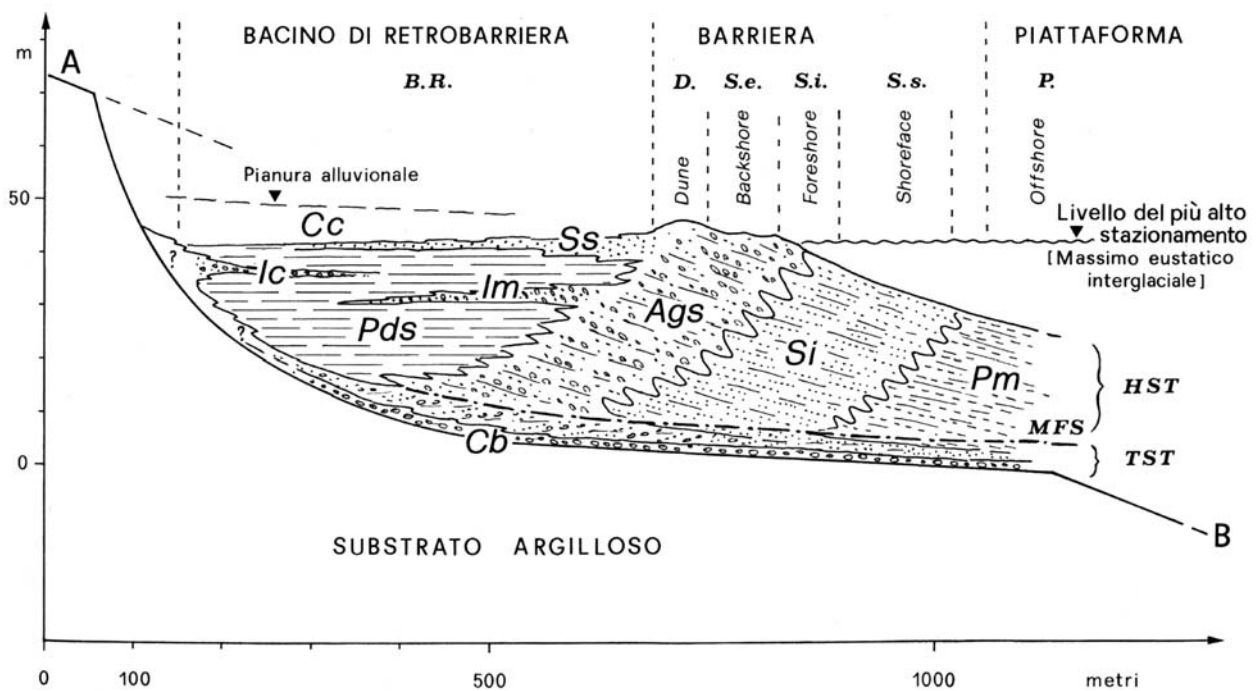


Fig. 33 - Modello di distribuzione delle litofacies riconosciute dallo studio dei terrazzi marini del II e del III ordine nell'area di Crosia-Calopezzati. Il significato ambientale delle litofacies e la geometria dei depositi sono indicativi di un sistema costiero barriera-laguna; esso si è formato con una fase iniziale trasgressiva, i cui depositi costituiscono un "insieme di sistemi deposizionali trasgressivi TST"; il corpo sedimentario si è poi sviluppato nella successiva fase di alto stazionamento eustatico con la progradazione del cordone di spiaggia ghiaioso-sabbioso che ha originato un ampio bacino di retrobarriera da dulcicolo a salato, caratterizzato da peliti sabbiose Pds. Il processo di progradazione-aggradazione ha originato i depositi che costituiscono un "insieme di sistemi deposizionali di stazionamento alto HST". La figura riporta la distribuzione delle litofacies e la loro attribuzione ambientale; A-B è la traccia ideale del paleo-versante costiero, la cui inclinazione risulta di 3-4°.

Distribution model of the lithofacies identified in the study of the marine terraces of the 2nd and 3rd orders in the Crosia-Calopezzati area. The environmental significance of the lithofacies and the geometry of the deposits is that they are indicative of a coastal barrier-lagoon system; this was formed during an initial transgressive phase, whose deposits constitute a transgressive systems tract; the sedimentary body then developed in the successive eustatic highstand phase with the progradation of the gravely-sandy beach ridge that created a wide freshwater-salty back-barrier basin (B.R.), characterised by sandy pelites (Pds). The progradation-aggradation process created the deposits that constitute a highstand systems tract. The figure reports the distribution of the lithofacies and their environmental attribution; A-B is the ideal line of the coastal paleoslope whose inclination is 3-4°. MFS = maximum flooding surface. The lithofacies symbols are explained in Point 4 of the Abstract.

sabbia grossa; ciottoli appiattiti embriciati verso mare, con angoli da 10 a 45°. A volte il deposito è sostituito da strati di arenaria grossolana e ghiaie cementate (Fig. 21).

La litofacies è indicativa di una battigia ad alta energia.

2) Litofacies (Pm): *Peliti marine*

Alternanze di peliti sabbiose e di sabbie fini siltose in parte bioturbate, a volte con resti di lamellibranchi. Laminazione piano parallela, in strati inclinati di 2-4°.

La litofacies, presente nel Settore 1, nei terrazzi del II e del III ordine, dovrebbe indicare peliti *offshore*, al limite con la spiaggia sottomarina.

3) Litofacies (Si): *sabbie grigie inferiori*

E' rappresentata da alternanze di sabbie fini, a volte pelitiche e bioturbate, con sabbie grosse, grigie. Gli strati sono generalmente continui e paralleli, localmente discontinui, in quanto le sabbie grosse, a volte ricche di ciottolotti, poggiano su superfici erosive; esse sono caratterizzate da laminazione incrociata con forti variazioni granulometriche. L'inclinazione degli strati è compresa tra 4 e 6° (Fig. 9).

La litofacies è indicativa della spiaggia sottomarina (*shoreface*) inferiore e della zona di transizione con la piattaforma.

4) Litofacies (Ags): *Alternanze ghiaioso-sabbiose*

Comprende sabbie grosse, ghiaietto millimetrico, ghiaie centimetriche e frequenti clasti appiattiti embriciati verso mare, il cui diametro può arrivare a 20 cm. Le

alternanze di sabbia grossolana e ghiaietto sono ben classate; le superfici di stratificazione sono pressoché parallele (struttura cuneiforme a basso angolo), inclinate di 5-8° verso mare; esse costituiscono superfici erosive sulle quali poggiano i clasti più grossi (Fig. 35 e 28 e 10).

Questa litofacies s'identifica bene con la battigia (*beach face*) o con la zona intertidale (*foreshore*) di una spiaggia ghiaiosa; è probabile che essa comprenda, in certi casi, anche la zona delle barre (*shoreface* superiore).

5) Litofacies (Ss): *Sabbie gialle superiori*

E' caratterizzata da sabbie da medio-fini a grosse; a volte vi è alternanza di strati sabbiosi e ciottolosi, separati da superfici erosive; la stratificazione, quando visibile, ha inclinazioni di 4-5° verso mare. Il deposito ricopre le peliti di retrospiaggia (Pds) (Punto successivo) (Fig. 13).

La varietà degli aspetti potrebbe indicare varie facies, caratteristiche sia della spiaggia intertidale che di quella emersa.

6) Litofacies (Pds): *Peliti dulcicole-salmastre-lagunari*

E' costituita da argille, argille siltose, silt argillosi e sabbie pelitiche, in alternanze molto sottili; sono presenti a volte anche sottili livelli di piccoli ciottoli. Il colore va dal grigio scuro al giallo-grigio. Tre elementi la caratterizzano: -intercalazioni (Im) ciottoloso-sabbiose di battigia (vedi paragr. 2.2.3.b); -intercalazioni ciottolose fluviali (Lc); -paleosuoli sovrapposti che, assieme alle intercalazioni, indicano episodi di emersione, ovvero fluttuazioni eustatiche (Fig. 29 e 22).

La litofacies è indicativa di bacini di retrospiaggia, separati dal mare aperto da barriere (frecce, lidi) più o meno continue.

7) Litofacies (Ca-Ab-Cc): *Calcarei arenacei-Arenarie bioturbate-Calcarei conchigliari*

Sono stati riuniti in un'unica voce i diversi aspetti di un deposito marino attribuito al II ordine di terrazzi (paragr. 2.2.4.), formatosi all'interno di un piccolo golfo lungo la costa (Fig. 24). La caratteristica principale è la presenza di un banco di calcare conchigliare avente spessore di 1-1,5 metri, formatosi nella parte alta della spiaggia intertidale in condizioni di alta energia, o forse per accumulo di gusci nella spiaggia emersa.

8) Litofacies (Ca): *Calcarei algali*

Caratterizza i depositi relitti del terrazzo del I ordine. Forma banchi spessi 1-2 m, biocalcarenitici, ricchi di noduli algali (Fig. 4), ben cementati, poggianti (in apparenza) direttamente sul substrato argilloso; i calcari algali sono a volte compresi tra

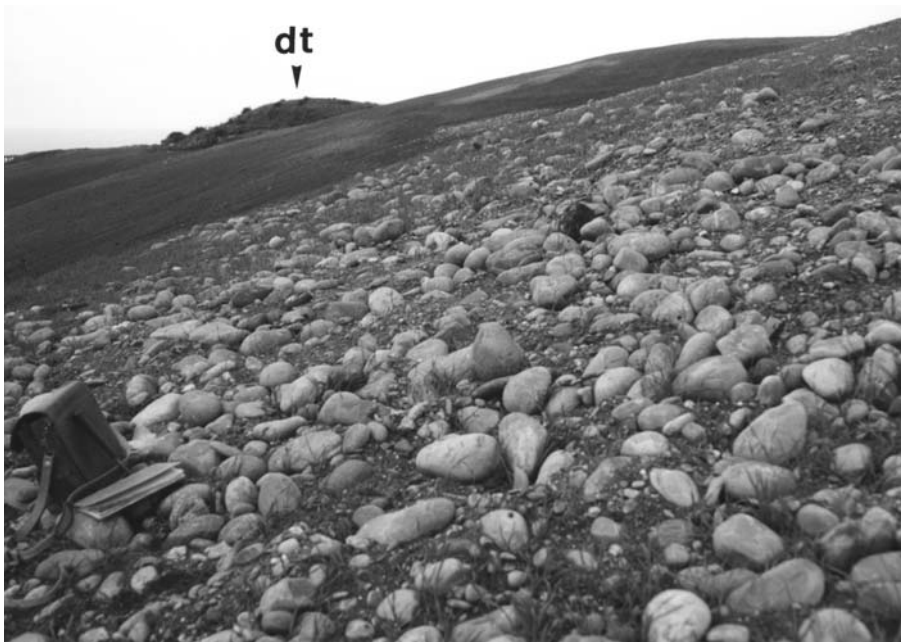


Fig. 34 - Terrazzo del II ordine; Settore 3°; quota 70 m; lembo terrazzato di quota 87 in Fig. 38; litofacies Cb. Ciottoli arrotondati del conglomerato trasgressivo basale rimaneggiati dai lavori di aratura; sullo sfondo un lembo integro del deposito terrazzato (dt), evidenziato dallo stacco morfologico con le argille del substrato.

Terrace of 2nd Order; Sector 3; altitude 70 m; terraced remains at an altitude of 87 m in Fig. 38; Cb lithofacies. Rounded pebbles of the basal transgressive deposit reworked by ploughing; there is a remnant of a terraced deposit (dt) in the background, highlighted by the morphological difference from the clays of the substratum.

depositi ghiaiosi poveri di matrice (paragr. 2.1.b).

9) Litofacies (Cc): *Conglomerati continentali*

Corrisponde ad un deposito ruditico a clasti eterometrici, mal classato, ricco di matrice ghiaioso-sabbioso-limosa, con tipica struttura a lenti irregolari, talora a clasti appiattiti embriciati verso terra (Fig. 27). Si presenta sempre pedogenizzato (colori da 2,5 YR-4/6 a 5YR-4/6); può essere ricoperto da colluvium o *mud-flow*.

La litofacies è indicativa di depositi di piana alluvionale in forte espansione (fase di sovralluvionamento e di conoide di deiezione).

3.5. La stratigrafia sequenziale applicata ai depositi terrazzati del II e del III ordine

Il consistente spessore che caratterizza i depositi del II ordine di terrazzi (fino a 45 m) e del III ordine (fino a 25 m), e la loro suddivisione in litofacies distinte che individuano corpi sedimentari tra loro in eteropia di facies, permette di riconoscere agevolmente due sequenze deposizionali indicative di un sistema costiero barriera-laguna. In entrambi gli ordini esse sono limitate inferiormente dalla superficie di discordanza trasgressiva causata dalla risalita eustatica riferibile al rispettivo periodo interglaciale; superiormente le sequenze sono troncate dalla superficie erosiva continentale coincidente con il top dei depositi pedogenizzati di piana alluvionale o con le superfici erosive derivanti dal rimodellamento dei depositi marini, conseguente alla fase di regressione glacioeustatica.

Applicazioni della stratigrafia sequenziale ad un corpo terrazzato non sono noti allo scrivente; tuttavia applicazioni simili sono state effettuate per la trasgressione olocenica, che è stata riconosciuta e descritta in piane costiere subsidenti mediante carotaggi e stratigrafia sismica ad alta risoluzione (Amorosi *et alii*, 1999; Bellotti *et alii*, 1995; Ridente & Trincardi, 2002; Robustelli & Aucelli, 2002; Shipp, 1984). Lungo la costa centro-meridionale del Brasile, Martin *et alii* (1988) hanno riconosciuto 4 ordini di terrazzi sollevati, caratterizzati da depositi riconducibili a sistemi barriera-laguna.

Le 9 litofacies sintetizzate al precedente paragr. 3.4. (e più ampiamente descritte nel Cap.2) sono raggruppabili in un "insieme di sistemi deposizionali trasgressivi" (*transgressive systems tract = TST*) e in un "insieme di sistemi deposizionali di stazionamento alto" (*highstand systems tract = HST*) (Fig. 33).

a) *Insieme di sistemi trasgressivi (TST)*

E' rappresentato: dalla litofacies Cb (ghiaie trasgressive di battigia) alla quale spesso fanno seguito alcuni metri di sabbie via via più fini verso l'alto; dalla litofacies Si (sabbie di spiaggia sottomarina); dalla litofacies Pm (peliti e sabbie della zona di transizione spiaggia sottomarina/piattaforma); dalla litofacies Ags (alternanze ghiaioso-sabbiose della spiaggia intertidale ed emersa). Lo spessore di TST non supera mai i 10 m, ma generalmente è di 4-6 metri; esso è riconoscibile dalla geometria delle parasequenze che indicano con precisione il passaggio tra la fase trasgressiva di *onlap* e la successiva fase progradante che ha originato la costruzione di gran parte del corpo sedimentario: il corpo trasgressivo TST e quello progradante-aggrante HST sono separati dalla "superficie di massima ingressione" (*maximum flooding surface = MFS*); infe-

riormente ad essa la sequenza verticale di facies è sempre positiva (ad es. Cb-Si-Pm, oppure Cb-Ags-Si). Superiormente invece la sequenza di facies è negativa (ad es. Pm-Si, oppure Si-Ags).

b) *Insieme di sistemi di stazionamento alto (HST)*

E' costituito dalle litofacies (Fig. 33) Pm, Si, Ags e inoltre dalle peliti sabbiose Pds (da lagunari a dulcicole); queste ultime hanno riempito il bacino di retro-barriera che man mano si ampliava con il progradare verso il largo del cordone di spiaggia ghiaioso-sabbioso. Gli strati di Pds, inclinati di pochi gradi, sono in *onlap* sul corpo Ags; lo stacco tra Pds e Ags è netto. Il passaggio verso terra è meno evidente, in quanto è spesso rappresentato da un contatto argille-argille; a volte tuttavia è marcato da deboli spessori di depositi ciottolosi.

Le parasequenze di HST sono chiaramente in *downlap* sulla superficie MFS; gli strati inclinano infatti da 2 a 8° sulla superficie di massima ingressione, la cui inclinazione non supera 1,5°. All'interno di HST sono riconoscibili momenti trasgressivi (orizzonti Im e Ss) e regressivi (paleosuoli sepolti), ma essi non modificano la generale architettura di questo sistema di alto stazionamento.



Fig. 35 - Terrazzo del II ordine; Settore 1°; litofacies: passaggio dalle sabbie inferiori (Si) alle alternanze ghiaioso-sabbiose (Ags).

Terrace of 2nd Order; Sector 1; lithofacies: change from lower sands (Si) to gravelly-sandy alternations (Ags).

c) Il sistema deposizionale regressivo non è stato riconosciuto; esso si è sviluppato a quote più basse e quindi spostato verso il largo. La formazione dei terrazzi successivi (del III ordine rispetto al II, e del IV rispetto al III) ha eroso la parte esterna dei corpi terrazzati (Figure 6, 14, 20) contribuendo probabilmente alla sua distruzione.

d) *Durata delle sequenze deposizionali*

Le sequenze deposizionali descritte si sono formate durante due alti eustatici interglaciali (vedi 3.2.) corrispondenti allo *stage 7e* per il II ordine e allo *stage 5e* per il III ordine di terrazzi (corrispondenze da Winograd *et alii*, 1997). Il sistema trasgressivo TST si è formato quando la velocità di risalita del livello del mare è rallentata a tal punto che la persistente azione del mare a quote simili ha dato inizio alla formazione della superficie trasgressiva. In base alle Figure 6, 14 e 20 il livello del mare si è innalzato, durante questa fase trasgressiva, di 10-20 metri, durante la quale la sedimentazione risulta ridotta, probabilmente a causa di scarsi apporti terrigeni. Merita di essere evidenziato il fatto che la superficie trasgressiva basale si è formata molto prima del raggiungimento della massima quota del livello marino interglaciale; un ruolo fondamentale è stato evidentemente giocato dalla natura argillosa del substrato (vedi 3.3.), in quanto il meccanismo di formazione della piattaforma di erosione marina si innesca (in questi casi) evidentemente anche con velocità di sollevamento eustatico ancora sensibili.

La seconda fase comprende quindi gran parte del periodo di massimo eustatico interglaciale, durante il quale (sempre in base alle Figure 6, 14 e 20), il livello del mare si è alzato di altri 15-25 metri. L'imponente fenomeno di contemporanea progradazione-aggradazione del sistema barriera-laguna, che caratterizza la seconda fase, ha richiesto un regime di abbondante apporto terrigeno.

3.6. Genesi polifasica del terrazzo e rapporti con l'eustatismo

La campionatura della successione pelitica (Pds) effettuata in località Cozzo del Finocchio (Settore 2) ha evidenziato faune essenzialmente dulcicole (dati non riportati in questo lavoro); essa poggia alla quota di circa 84 m sull'unità ghiaioso-sabbiosa (Ags) e termina circa alla quota di 105 m (Fig. 14). Intercalati a questa unità argilloso-siltosa si sviluppano due orizzonti sabbioso-ciottolosi: il primo di 3 m di spessore tra 95 e 98 m circa, il secondo tra 100 e 102 m circa s.l.m. (Fig. 17 e 37). Alla base essi presentano ciottoli arrotondati, spesso appiattiti; seguono alternanze (*sets*) sabbiose e di ghiaietto millimetrico, con ciottoli appiattiti centimetrici embriciati verso mare; la stratificazione è cuneiforme, quasi parallela, con immersione verso mare e inclinazione di 7°. Ogni set è composto da sabbia o ghiaietto ben classato e privo di matrice; verso l'alto la sabbia diventa più massiva e omogenea. I due orizzonti sono pertanto indicativi della facies di battigia e forse, in alto, di spiaggia emersa.

Nel settore 3, in destra Fiumarella, la correlazione tra i vari punti osservati ha permesso di costruire la colonna di Fig. 22: essa mostra a varie altezze orizzonti conglomeratico-sabbiosi anch'essi indicativi di battigia (paragr. 2.2.3.), oltre a due livelli conglomeratici più

bassi, forse fluviali. I tre orizzonti marini più importanti si sviluppano alle quote (approssimative) di 84-85 m, 90-91 m e 93-94 m. Poiché la successione di Cozzo del Finocchio appare rialzata per faglia di 10 m rispetto a quella del 3° settore (Fig. 14 –lato SO), i due orizzonti di battigia prima citati si abbassano (eliminando il rigetto di 10 m) a 85-88 e a 90-92 m, risultando quindi ben correlabili con quelli del 3° settore.

L'alternanza tra fasi marine e di continentalità, con sviluppo di suoli, è stata ben documentata anche nel terrazzo del III ordine (paragr. 2.3.2.), per cui si può concludere che la genesi dei terrazzi del II e del III ordine ha avuto un carattere nettamente polifasico, la cui causa è da imputare a oscillazioni eustatiche (anche lievi) capaci di determinare un'alternanza di condizioni di emersione e di sommersione. La geometria dei corpi terrazzati rappresentata nelle figure potrebbe perciò essere ancora più articolata e complessa di quanto appaia, anche perché il corpo sedimentario non ha registrato gli eventuali stazionamenti successivi al picco eustatico più alto (fase regressiva); stazionamenti avvenuti ovviamente a quote più basse e i cui corrispondenti depositi sono stati erosi dalla formazione del successivo ordine terrazzato.

3.7. Rapporti tra input di materiale detritico ed evoluzione dei terrazzi

La fase di sollevamento di tutta l'area è seguita al periodo di forte abbassamento del margine costiero ionico che aveva dato origine ad un cuneo sedimentario con spessore (verso mare) non inferiore a 500 m (dati inediti); questa fase tettonica, che lo ha portato in parte ad emergere di quasi 300 m nel corso del Pleistocene medio e superiore (nell'area in esame), ha coinciso con una ripresa dell'attività delle faglie in un regime deformativo prevalentemente estensionale (Ciaranfi *et alii*, 1983; Ghisetti, 1981; Ghisetti & Vezzani, 1983; Moretti & Guerra, 1997). Le faglie quaternarie sono state ben riconosciute nell'area in esame (vedi 3.12. e Fig. 38), ma hanno agito con intensità anche in tutta l'area silana diventando sicuramente una causa di produzione di detrito; il contemporaneo sollevamento ha inoltre innescato i processi erosivi e franosi e ha dato inizio allo sviluppo e all'approfondimento della rete idrografica (Sorriso Valvo, 1993).

L'ingente quantità di materiale detritico proveniente dallo smantellamento dei rilievi e dall'incisione delle valli ha alimentato i depositi dei terrazzi descritti, caratterizzati da spessori di decine di metri.

In particolare lo studio dei terrazzi ha evidenziato con chiarezza che, dopo la fase trasgressiva che ha portato il mare (in concomitanza con i vari periodi interglaciali) a originare superfici di erosione estese fino a 1000 m per il II ordine e fino a 2300 m per il I ordine, è seguita una fase di progradazione della spiaggia e quindi di accentuata regressione deposizionale (Figg. 6, 14 e 20). Ciò è da mettere in relazione con i forti apporti detritici del F. Trionto, che disperdeva lungo costa sabbie e ghiaie. La battigia progradante, ed il cordone di spiaggia emersa ad essa collegato, si allontanava dalla terraferma lasciandosi alle spalle un'area depressa, anche perché ciò avveniva in regime di innalzamento eustatico. Si può pertanto dedurre che si formassero veri e propri *lidi* (v. 3.5.) che delimitavano ampi bacini lagunari che di volta in volta, in conseguenza di lievi

abbassamenti eustatici o per chiusura delle bocche lagunari, potevano trasformarsi in bacini salmastri o dolicoli.

Questo modello ambientale è stato condizionato dall'*input* di materiale detritico portato dal F. Trionto. Come già anticipato al paragr. 2.2.3., la quantità di sedimento lungo-costa diminuiva progressivamente verso SE; ciò determinava una progradazione più lenta e di conseguenza la formazione di bacini di retrospiaggia sempre più ristretti.

3.8. Il riciclaggio dei depositi terrazzati

Nell'area in esame ogni ordine di terrazzi si è formato, almeno in parte, a spese dell'ordine immediatamente superiore. Questa caratteristica è particolarmente evidente per i terrazzi del II e III ordine (Figg. 6, 14 e 20), ma il fenomeno è avvenuto anche tra il IV ed il III ordine e tra il II ed il I; una ricostruzione geometrica dei corpi sedimentari dei terrazzi del II e III ordine permette di ipotizzare una loro troncatura verso mare di centinaia di metri. Ciò significa che durante la sua formazione ogni terrazzo ha utilizzato i sedimenti marini e continentali del terrazzo immediatamente più antico.

Questo importante fenomeno (molto frequente nel Quaternario) presenta almeno 3 aspetti interessanti relativi a:

- a) quantità dei materiali riciclati;
- b) variazioni nella litologia, nelle dimensioni e nella forma dei clasti nel loro passaggio da un terrazzo alto ad uno più basso;
- c) origine primaria dei clasti e, in particolare, dei ciottoli con dimensioni pluridecimetriche.

Per quanto riguarda il punto a), ci si può fare un'idea analizzando la Fig. 14: il fronte del deposito terrazzato del II ordine (paleofalesia) era alto non meno di 45 metri. Questo significa che l'erosione di un fronte esteso lungo costa per cento metri, per la profondità di 1 metro e per l'altezza sopra citata di 45 m, forniva un volume di materiale clastico pari a 4.500 m³. Il sedimento era formato da conglomerati basali trasgressivi (Cb), da sabbie (Si e Ss), da peliti marine e, forse, di retrospiaggia (Pm e Pds) e da conglomerati continentali sabbioso-limosi (Cc). I ciottoli di maggiori dimensioni venivano riutilizzati per formare il nuovo conglomerato basale (vedi avanti al punto c); sabbie e ghiaie (con clasti centimetrici) per costituire la spiaggia; le peliti invece erano portate lontano da riva in sospensione.

Sul punto b) si possono formulare solamente ipotesi; appare logico che nel riciclaggio ci sia diminuzione dei litotipi più erodibili, diminuzione della grandezza e ulteriore arrotondamento dei ciottoli, e quindi che si formi un sedimento "più maturo". In verità la presenza di ruditi alluvionali, con spessori di 5-10 m, al top dei sedimenti marini, contribuiva sicuramente a "ringiovanire" il sedimento marino in via di formazione.

Le considerazioni sul punto c) forniscono la prova più sicura del fenomeno del riciclaggio, e quindi del fatto che il deposito *marino* (non quello continentale) di un terrazzo si sia in parte formato "cannibalizzando" il deposito marino e continentale del terrazzo immediatamente superiore. I ciottoli del conglomerato basale sono ben arrotondati, a volte sfericizzati, pur poggiando direttamente sul substrato argilloso; il loro diametro arriva a 50-100 cm nel terrazzo del I ordine; fino a 40-50 cm nel terrazzo del II ordine; fino a 30-40 cm in quello del III

ordine; fino a 20 cm in quello del IV ordine. Solamente il terrazzo del I ordine intaglia le sabbie pleistoceniche di Crosia e Calopezzati; gli altri (come già detto) tagliano il substrato argilloso. Poiché clasti così grandi non potevano certo muoversi lungo riva, si può ipotizzare che la fonte sia stato il deposito di un terrazzo più alto o di una superficie di spianamento continentale ricoperta da conoidi alluvionali.

Un'altra prova del riciclaggio è fornita dai *calcarei bioclastici algali* osservati sul terrazzo del I ordine; in origine essi formavano (paragr. 2.1.) "piastroni" rigidi spessi 1-2 metri. Blocchi di calcari algali sono presenti anche nei depositi degli ordini più bassi, ma sempre abbastanza arrotondati (quindi rielaborati dalle onde) e perforati da litodomi. Anche nel deposito del IV ordine (paragr. 2.4.) è stato osservato un blocco di 80 cm di diametro.

3.9. Spostamento verso terra delle linee di riva sollevate

Il sollevamento quaternario dell'area costiera studiata, così come dell'intero massiccio della Sila (v. AA. al paragr. 3.7.), ha portato ad emergere anche il cuneo sedimentario del Pleistocene inferiore-medio, che oggi affiora fino alla quota di 277 m (Cozzo S. Pietro). Durante il sollevamento, gli alti livelli eustatici degli ultimi interglaciali (vedi 3.2.) hanno formato un caratteristico terrazzamento a gradinata (Fig. 36). Questo ha comportato che, nel tempo, le antiche linee di riva del I, II, III e IV ordine si siano progressivamente "allontanate" verso terra rispetto alla linea di riva successiva, e quindi rispetto all'attuale.

Pertanto *all'aumentare del sollevamento corrisponde un aumento delle distanze* dalla linea di riva attuale; questa regola è visualizzata in Fig. 36 mediante triangoli. HAI è il triangolo relativo alla più alta linea di riva rinvenuta nel settore 1 (paragr. 2.1.); alla quota di 210 m corrisponde una distanza dalla linea di riva attuale di 4800 m e l'angolo nel vertice A è uguale a 2,5°. La linea di riva del II ordine è posta a 105 m e ad una distanza di 2400 m (triangolo FAG): l'angolo nel vertice A è uguale a 2,5°. La linea di riva del III ordine è alla quota di 65 m e alla distanza di 1250 m (triangolo DAE): l'angolo al vertice A è uguale a 3°. Per la linea di riva a +30 m circa (triangolo BAC) l'angolo al vertice A è invece di 2,1°. I *valori angolari* calcolati sono indipendenti dall'età assegnata alle paleolinee di riva, ma dipendono da almeno due fattori: a) entità di arretramento della falesia, che è in gran parte in funzione del substrato (vedi 3.3.); se l'arretramento è più forte l'angolo diminuisce (substrati teneri), e viceversa (substrati duri). b) Durata del periodo interglaciale; se la durata è maggiore, l'arretramento aumenta e l'angolo diminuisce.

Per dare una giusta interpretazione al valore angolare bisogna quindi conoscere la natura del substrato e la durata dell'interglaciale corrispondente ad ogni linea di riva. Nel caso illustrato in Fig. 36, i valori angolari relativi al I e al II ordine sono identici; per il terzo ordine invece il valore è maggiore (3° anziché 2,5°). Ciò può essere dovuto ad una maggior difficoltà di arretramento della falesia, causata dall'enorme quantità di detrito sabbioso-ghiaioso derivante dall'erosione del corpo terrazzato del II ordine (vedi 3.8.). I valori angolari possono essere utilizzati per caratterizzare i terrazzi di un determinato settore costiero o per operare confronti tra aree costiere diverse.

La Fig. 36 permette inoltre di calcolare la *velocità di allontanamento* (rapporto distanza-età) delle antiche linee di riva: per il III ordine, considerato tirreniano, la velocità (media) è 1 cm/anno; per il II ordine, attribuito allo *stage 7*, la velocità è ancora 1 cm/anno; per il I ordine la velocità aumenta a 1,5 cm/anno. Poiché il valore della velocità di allontanamento dipende dall'età attribuita alle antiche linee di riva, si può avanzare l'ipotesi che la linea di riva a +210 m sia più antica di 320.000 anni (*stage 9*), e sia quindi da assegnare allo *stage 11* (circa 400.000 anni). In questo caso "la velocità di allontanamento" diventa 1,2 cm/anno, rendendo plausibile l'ipotesi già espressa che il terrazzo del I ordine sia policiclico (vedi 3.2.), cioè il risultato complessivo degli alti eustatici degli *stages 9 e 11*. Ciò spiegherebbe bene sia la sua anomala ampiezza (2.300 m), sia il forte dislivello tra margine interno e orlo esterno (80 m), in parte attribuibile alla tettonica (paragr. 2.1.a).

3.10. Velocità di arretramento delle falesie (V.Ar.)

Nel precedente paragr. 3.9. è stata definita "la velocità di allontanamento delle antiche linee di riva" come il *rapporto distanza-età* calcolabile per ognuna di esse. La distanza (dalla linea di riva attuale) è ovviamente proporzionale all'ampiezza delle superfici di abrasione, la quale a sua volta è tanto maggiore quanto più veloce è stato l'arretramento delle falesie. La "velocità di allontanamento" delle antiche linee di riva (dalla loro formazione ad oggi) dipende quindi in certa misura dalla

"velocità di arretramento delle paleofalesie"; tale velocità di arretramento deve però essere calcolata in base all'effettivo intervallo di tempo che è stato necessario per creare la superficie di erosione inferiore del terrazzo.

Si può provare a calcolare la V.Ar. conoscendo: a) la durata dello stadio *climatico* interglaciale; b) la durata dell'alto *eustatico* interglaciale corrispondente; c) la correlazione tra formazione del corpo terrazzato e la *durata* dell'alto eustatico; d) la correlazione tra arretramento della falesia e *ampiezza* dell'alto eustatico interglaciale.

Il problema non è di semplice risoluzione, anche perché è persino controversa la stessa definizione di "interglaciale" (Suggate, 1965); non esiste tra l'altro una sovrapposizione precisa tra durata dello *stage* climatico ed il corrispondente periodo di alto eustatico. Pertanto i due argomenti vengono analizzati separatamente.

a) Durata degli stadi climatici interglaciali

Le numerose curve delle paleotemperature basate sugli isotopi dell'ossigeno, ricavate sia da carote oceaniche, sia da carote di ghiaccio che da speleotemi, permettono di osservare le diverse ampiezze delle oscillazioni climatiche e la loro diversa durata. Il metodo che sembra più accettabile (in quanto obiettivamente determinabile) è quello di collocare i limiti del periodo interglaciale nel *punto intermedio* (E ed F in Fig. 37-A) tra i valori minimi e massimi del $\delta^{18}O$ nei due tratti della curva isotopica che individuano una oscillazione calda

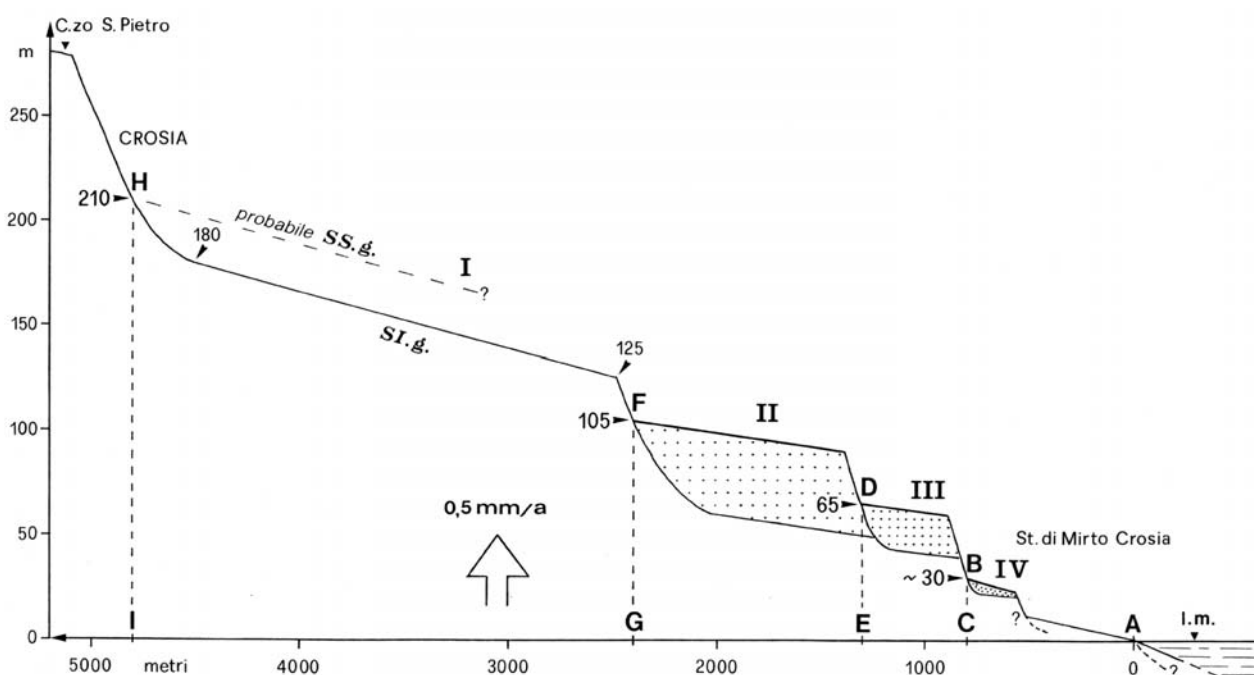


Fig. 36 - Schema della distribuzione altimetrica dei terrazzi valida per i settori 1 e 2 dell'area esaminata (Fig. 1). Per il I ordine è stata disegnata la probabile Superficie Inferiore (SI.g.), in quanto i depositi sono stati quasi del tutto erosi. Le distanze e le quote delle 4 antiche linee di riva permettono di analizzare i caratteri del loro *spostamento verso terra* mediante due parametri (Cap. 3.9.): 1) gli *angoli* al vertice A dei 4 triangoli HAI, FAG, DAE e BAC risultano rispettivamente di 2,5°, 2,5°, 3° e 2,1°. 2) La *velocità di allontanamento* (rapporto distanze-età) delle antiche linee di riva del I, II e III ordine risulta rispettivamente pari a 1,2 cm/a, 1 cm/a e 1 cm/a.

Scheme of the altimetric distribution of the terraces, valid for Sectors 1 and 2 of the area examined (Fig. 1). The probable lower surface (SI.g) of the 1st order, of which almost all the deposits have been eroded, has been deduced. The distances and the altitudes of the 4 ancient coastlines (uplifted to altitudes of 210, 105, 65 and 30 m) make it possible to analyse the characteristics of their apparent movement towards the land using two parameters (Paragr. 3.9.): 1) the angles (ratio height:distance) to apex A of the 4 triangles HAI, FAG, DAE and BAC are 2.5°, 2.5°, 3° and 2.1° respectively; 2) the velocity of distancing (ratio distance:age) of the ancient coastlines of the 1st, 2nd and 3rd orders are 1.2 cm/yr, 1 cm/yr and 1 cm/yr respectively.

(Shackleton, 1969; Winograd *et alii*, 1997). Inoltre è necessario stabilire la differente importanza tra le varie oscillazioni (*stages* e *substages*); l'ultimo periodo caldo (il più studiato) è ad esempio caratterizzato da tre picchi a 125.000 (5e), a 105.000 (5c) e a 80.000 (5a) anni circa (Muhs *et alii*, 1994), di cui però solo il 5e è considerato il vero interglaciale (Eutirreniano di Bonifay & Mars, 1959, il cui picco è stato poi collocato da diversi AA. a 125.000 anni fa). La "durata dell'interglaciale 5e" varia, a seconda dei diversi Autori, da 130. a 115.000 anni (Seidenkratz & Knudsen, 1997), da 127. a 112.000 circa (Shackleton, 1987), da 128. a 117.000 (Martinson *et alii*, 1987); Kukla *et alii* (1997), comparando i dati climatici ricavati dalla registrazione pollinica della *Grand Pile* in Francia con i dati climatici delle curve isotopiche dell'ossigeno, concludono che l'ultimo interglaciale (5e) fu due volte più lungo dell'attuale Olocene. La durata del 5e è stata quindi di circa 15.-20.000 anni, comprensiva dei due tratti ascendenti e discendenti della curva (Fig. 37-A).

Per quanto riguarda lo *stage 7*, il periodo climatico è solitamente caratterizzato (come il 5) da 3 picchi differenti (7a, 7c, 7e). Non c'è concordanza nella corrispondenza tra picchi citati e interglaciale principale; secondo alcuni AA. il picco più caldo (l'interglaciale) è il 7c (Martinson *et alii*, 1987); secondo altri è il 7e (Vincent & Berger, 1981; Winograd *et alii*, 1997), mentre in altre

curve 7e e 7c appaiono simili (Chappell & Shackleton, 1986). Pertanto nel presente lavoro si è optato di ritenere come interglaciale il 7e, ovvero il primo alto stazionamento capace di generare il terrazzo. La durata di questo interglaciale risulta mediamente di 14.000 anni.

Secondo Winograd *et alii* (1997), la durata degli ultimi 4 interglaciali è stata di 20.000 anni circa.

b) Durata degli alti eustatici interglaciali

Le curve eustatiche possono essere ricavate indirettamente dalle curve isotopiche dell'Ossigeno, in base all'equivalenza proposta da Shackleton (1987): $0,1\% \delta^{18}O = 10$ m circa di variazione del livello marino. Molti AA. hanno invece ricostruito la storia eustatica in base a numerose e precise datazioni con isotopi dell'Uranio effettuate allo spettrometro di massa, utilizzando in particolare i coralli dei terrazzi recifali (Chappell & Veeh, 1978; Hoang & Hearty (1989); Ku *et alii* (1990); Mush *et alii* (1994). Occorre sottolineare che in questi casi viene datato il periodo di "alto eustatico", compreso tra il tratto trasgressivo della curva e quello regressivo. Non c'è quindi una corrispondenza precisa con il periodo *climatico* interglaciale così come è stato definito al punto (a) precedente. Secondo Smart & Richards (1992) il 5e è stato un evento complesso durato ben 12.000 anni; Chen *et alii* (1991) precisano che il periodo di alto livello marino (compreso tra trasgressione e regressione) è

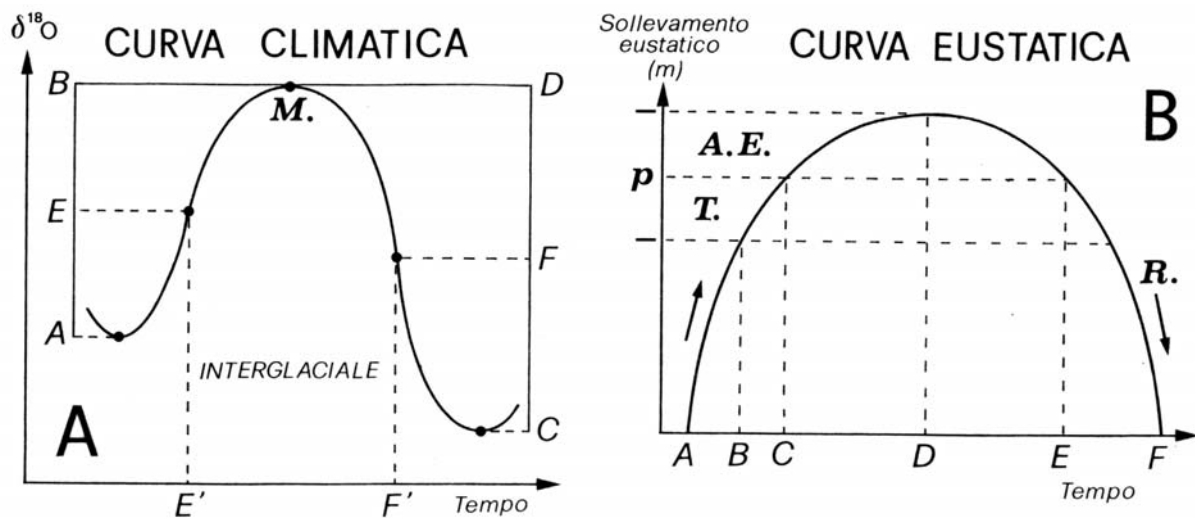


Fig. 37 - Rapporti tra periodi interglaciali (A) e alti livelli eustatici interglaciali (B).

A) Curva di una ipotetica oscillazione climatica calda. E ed F: punti intermedi dei tratti AB e CD. E'F': durata dello stadio climatico interglaciale (es. stage 5e). M.= massimo interglaciale.

B) Curva eustatica schematica. *Tempi*: AB= periodo della curva con alta velocità di risalita del mare; BC= periodo della curva in cui diminuisce la velocità di risalita; CE= periodo completo dell'alto eustatico interglaciale; CD= semiampiezza dell'alto eustatico; EF= periodo regressivo della curva eustatica, che pone termine all'alto eustatico. *Livelli del mare*: T.= tratto trasgressivo della curva eustatica in cui inizia a formarsi la superficie inferiore di erosione del terrazzo e si depositano i "sistemi deposizionali trasgressivi"; A.E.= tratto della curva corrispondente al periodo di "alto eustatico interglaciale" durante il quale si completa la superficie inferiore di erosione del terrazzo e si depositano i "sistemi deposizionali di stazionamento alto". R.= tratto regressivo della curva che porta ad un nuovo periodo di basso eustatico. p = profondità alla quale inizia la deposizione del corpo terrazzato sulla superficie inferiore del terrazzo; si ricava conoscendo la posizione dello stazionamento marino più alto.

The relationship between interglacial periods (A) and high interglacial eustatic levels (B).

A) Curve of a hypothetical warm climatic oscillation. E and F: midpoints of the tracts AB and CD; the points A and F on curve B correspond to these. E'F': duration of the interglacial climatic stage (e.g. stage 5e). M = interglacial maximum. **B)** Schematic eustatic curve. Times: AB = period of the curve with high sea rise velocity; CE = entire period of the interglacial eustatic peak; CD = semiamplitude of the eustatic high; EF regressive period of the eustatic curve, which closes the eustatic peak. Sea level: T. = transgressive tract of the eustatic curve during which the lower erosion surfaces of the terrace began to form and the "transgressive systems tract" deposited; A.E. = tract of the curve corresponding to the period of the "interglacial eustatic peak", during which the lower erosion surface of the terrace was completed and the "highstand systems tract" deposited. R. = regressive tract of the curve leading to a new low eustatic period.

durato da 132. a 120.000 anni; una recente rassegna di dati è stata fatta da Stirling *et alii* (1995), i quali concludono che il picco eustatico interglaciale è compreso tra 130. e 117.000 anni fa; secondo Israelson & Wohlfarth (1999) in questo intervallo di tempo (tra 130. e 117.000 anni) il livello del mare è rimasto superiore all'attuale; per Shackleton (1987 – fig. 5) l'alto eustatico è compreso tra 115. e 125.000 anni circa. Hearty & Dai Pra (1992) riportano per l'Italia (Toscana, Lazio, Puglia e Calabria) datazioni radiometriche comprese tra 135. e 118.000 anni fa. Hearty (2002), sulla base di una revisione della stratigrafia dei depositi interglaciali affioranti a Bermuda, evidenzia due alti picchi eustatici riferibili al *substage* 5e, compresi in un intervallo tra 115. e 135.000 anni circa. Molti altri AA. forniscono per l'ultimo interglaciale solamente un dato cronologico centrato su 125.000 anni fa, senza fornire i limiti precisi del periodo di alto stazionamento, che comunque appare compreso tra 130. e 120.000 anni (Murray-Wallace & Belperio, 1991). Mediando i valori forniti dai vari AA., si può ritenere che quest'ultimo intervallo di tempo corrisponda alla durata dell'alto picco eustatico interglaciale riferibile al *substage* 5e (intervallo di tempo C-E in Fig. 37 – B); esso *non comprende* tuttavia il periodo trasgressivo della curva eustatica (intervallo di tempo B-C in Fig. 37-B) che, invece, ha contribuito alla formazione del tratto rettilineo (Sl.tr. in Fig. 31) della superficie inferiore del terrazzo del III ordine e al corrispondente deposito trasgressivo (*insieme di sistemi trasgressivi* TST in Fig. 33).

Per quanto riguarda invece l'interglaciale 7e, i dati riferiti alla durata dell'alto picco eustatico sono scarsi, mentre è ben documentata la data media, posta a circa 240.000 anni (Chappell & Shackleton, 1986). Si possono in questo caso utilizzare conclusioni analoghe a quelle esposte sopra per il 5e.

La durata effettiva dell'alto livello di un'intera oscillazione eustatica interglaciale (curva B in Fig. 37) è discussa in Winograd *et alii* (1997), prendendo come riferimento la curva di risalita del livello del mare successiva all'ultimo glaciale würmiano (in Bard *et alii*, 1996). Poiché la risalita del mare di circa 120 m avviene nell'arco di 14.000 anni (da 19.000 a 5.000 anni fa circa), il "punto intermedio" (corrispondente al punto A o al punto F in Fig. 37-B) viene a cadere 12.000 anni fa (7.000+5.000). L'attuale alto eustatico è tuttavia ancora in atto, per cui la durata totale della oscillazione eustatica (tratto A-F in Fig. 37-B, corrispondente al tratto E'-F' di Fig. 37-A) sarà sicuramente maggiore di 12.000 anni.

c) *Correlazione tra formazione del corpo terrazzato e la durata dell'alto eustatico interglaciale*

Al precedente paragr. 3.5. si è dimostrato come il consistente spessore che caratterizza i depositi del II ordine (fino a 45 m) e del III ordine (fino a 25 m) può essere agevolmente riferibile, in base alle litofacies descritte (v. 3.4.), ad un "insieme di sistemi deposizionali trasgressivi" (TST) e ad un "insieme di sistemi deposizionali di stazionamento alto" (HST) (Fig. 33). All'evento eustatico che li ha prodotti deve corrispondere anche la formazione della superficie inferiore dei terrazzi; essa consiste in un *tratto rettilineo* a bassa pendenza (0,5-1°) e in un *tratto curvo* a pendenza maggiore (6-8°) (Fig. 31). Questo modello mostra (come già accennato in 3.1.) grandi analogie con quello descritto nella California

centrale da Bradley & Griggs (1976), dove i due tratti vengono chiamati rispettivamente "*flatter, planar offshore segment*" (0,4-1°) e "*steeper, slightly concave inshore segment*" (1,2-2,3°). Detti AA. propongono un modello tettonico-eustatico interpretativo per cui la piattaforma di erosione inizia a formarsi in un determinato stadio della curva trasgressiva (*sea level rising slowly; eustatic rise slightly exceeds uplift*), per completarsi in uno stadio successivo (*sea level constant; eustatic rise balances uplift*).

A questo modello può adattarsi anche la formazione dei terrazzi studiati in destra del F. Trionto. Sicuramente non ha contribuito alla loro formazione la parte regressiva dell'alto eustatico; anzi, poiché il deposito del terrazzo appare progrediente ma contemporaneamente aggradante (Figg. 6 e 14), è certo che gran parte (almeno ciò che oggi appare visibile) del corpo terrazzato riferito all'alto stazionamento si è formato in realtà in un regime di leggero sollevamento eustatico che sopravanzava il sollevamento tettonico (risultato pari a 0,5 mm/a – Vedi 3.12.). Pertanto si può concludere che la formazione dei corpi terrazzati (che hanno carattere progrediente sia per il II che per il III ordine) occupa solo *una parte* dello "stadio climatico interglaciale" e della corrispondente "curva eustatica"; in termini di tempo la formazione dei depositi terrazzati è avvenuta durante la *prima semiampiezza della oscillazione eustatica* (tratto A-D in Fig. 37-B), la cui durata non dovrebbe superare i 10.000 anni in base ai punti a) e b) sopra esposti.

Più in particolare, l'inizio di formazione della superficie inferiore del terrazzo è avvenuto in un punto del tratto trasgressivo della curva eustatica corrispondente ad una (paleo)profondità di valore non superiore al massimo spessore del deposito terrazzato marino riconosciuto. Per il II e per il III ordine tale profondità (p in Fig. 37-B) corrisponde rispettivamente a 45 ed a 25 m.

d) *Correlazione tra velocità di arretramento delle falesie e l'ampiezza dell'alto eustatico interglaciale*

Quanto espresso in e) ci permette di correlare i tempi di formazione dell'intera superficie inferiore di erosione dei terrazzi studiati a quelli di formazione dei depositi terrazzati. Con riferimento alle sezioni geologiche delle Figure 6, 14 e 20, sono stati calcolati gli spessori medi dei corpi trasgressivi e di alto stazionamento (corrispondenti rispettivamente a TST ed a HST di Fig. 33), sia per i terrazzi del II che del III ordine. Questi valori sono stati considerati equivalenti ai sollevamenti eustatici (riga 3 in Tab.2), sia totali che parziali. Pertanto lo spessore del corpo trasgressivo diventa equivalente all'innalzamento eustatico responsabile della formazione del "tratto rettilineo" della superficie inferiore, mentre lo spessore del deposito di alto stazionamento eustatico diventa equivalente all'innalzamento eustatico responsabile della formazione del "tratto concavo" della superficie inferiore.

In particolare il *corpo trasgressivo* si è formato in corrispondenza di un sollevamento marino pari a 7-10 m per lo stage 5e e pari a 15-20 m per lo stage 7e (tratto T. di Fig. 37-B); il *corpo relativo all'alto eustatico* si è invece formato durante un sollevamento del livello marino di circa 15 m per lo stage 5e e di 20-25 m per lo stage 7e (tratto A.E. di Fig. 37-B).

Correlazioni per il III ordine. Per dare un significato temporale ai sollevamenti eustatici T. e A.E. si possono utilizzare come modello le curve di risalita del mare postglaciale, di cui una raccolta è riportata in Pirazzoli (1991). Dopo le tre fluttuazioni fredde del Dryas, il mare inizia a risalire decisamente a partire da circa 11.600 anni (Kovanen & Easterbrook, 2002); per ritrovare la quota di -25 m (valore pari all'innalzamento eustatico riscontrato nel terrazzo del III ordine) occorre risalire a circa 8.000-9.000 anni fa (curve utilizzate per i calcoli in Bard *et alii*, 1989 e in Bard *et alii*, 1996), tempo coerente con i tempi ricavati in c). Pertanto, per quanto riguarda il terrazzo del III ordine (*stage 5e*), l'*arretramento delle falesie* in argilla (che ha determinato la formazione di una superficie di erosione ampia 775 m) è avvenuto in un lasso di tempo simile, con una velocità *media* di 9 cm/anno (riferita al profilo B di Fig. 14). (Tutti i dati numerici delle ampiezze, dei tempi e delle velocità medie sono riassunti in Tab. 2). Si può inoltre scindere tale valore medio, distinguendo il *tratto trasgressivo* (T.) della curva da quello relativo allo *stazionamento* (A.E.) (picco eustatico interglaciale in Fig. 37-B): durante il primo tratto il mare si è innalzato (come riportato sopra) di circa 10 m. Sempre con riferimento alle curve di Bard *et alii* (1989 e 1996) ciò si è verificato in circa 1.200-2.000 anni, periodo al quale corrisponde una velocità di arretramento della falesia che, riferita al solo tratto rettilineo della superficie inferiore (Sl.tr.) è pari a 38 cm/anno. Tale valore è coerente con quelli citati da Anderson *et alii* (1999) per i terrazzi di Santa Cruz in California ("...several tens of centimetres per year"). Il rimanente tratto concavo (Sl.tc.) della superficie inferiore si forma successivamente nell'arco dei rimanenti 6.900 anni, quindi con una velocità media di arretramento della falesia pari a 2,5 cm/anno circa.

La forte differenza tra i due valori ritrovati trova piena *corrispondenza e giustificazione* nel modello barriera-laguna invocato per spiegare la stratigrafia dei depositi terrazzati (v. 3.5.). Infatti, durante la fase di progredazione della spiaggia (*highstand systems tract*), la falesia si è formata all'interno di bacini lagunari o dulcicoli, riparata dall'azione diretta del mare aperto.

Correlazioni per il II ordine. Per quanto riguarda il terrazzo del II ordine (*stage 7e*), le deduzioni che si possono trarre sono analoghe, anche se l'innalzamento del mare durante le fasi T. e A.E. (Fig. 37-B) è stato complessivamente di ben 45 m (vedi Tab. 2). Utilizzando per il

calcolo la Fig. 6-profilo A, si ricava una lunghezza di 1100 m per l'*intera* superficie inferiore di erosione; dalle curve di Bard *et alii* (1989 e 1996) si calcola l'intervallo di tempo di 10.200-10.400 anni circa (comprensivo dei tratti T. e A.E.), per cui la velocità media di arretramento della falesia risulta di 11 cm/anno. Per il tratto rettilineo (corrispondente al sollevamento eustatico di 20 m circa), la velocità di arretramento risulta dai calcoli pari a 34 cm/a.

Per quanto i dati di velocità sopra ricavati (e riportati in Tab. 2) dipendano da troppe variabili, e in particolare da una non precisa conoscenza delle curve eustatiche e degli effetti della tettonica, tuttavia essi forniscono per la prima volta un ordine di grandezza di arretramento delle falesie argillose, che sarebbe interessante confrontare con i valori attuali delle coste calabresi. Un dato a disposizione riguarda il promontorio di Capo Colonna (Crotone, Calabria ionica), dove Cocco *et alii* (1993) segnalano un arretramento medio della falesia argillosa attuale, e del sovrastante corpo terrazzato marino, di circa 1 m/a a partire dal 1880; D'Alessandro *et alii* (2001) ricavano inoltre valori di arretramento compresi tra 28 e 92 cm/a lungo falesie argilloso-sabbiose

Tab. 2 - La velocità di arretramento delle paleofalesie argillose del II e del III ordine di terrazzi (riga 5) è stata calcolata tenendo conto della durata degli alti livelli eustatici interglaciali (riga 4); dello spessore dei depositi terrazzati e quindi dei corrispondenti sollevamenti eustatici (riga 3); dell'ampiezza delle superfici inferiori dei terrazzi (riga 2).

The velocity of the retreat of the ancient clayey cliffs of the terraces of the 2nd and 3rd orders (line 5). Line 1: See symbols in Fig. 31. Line 2: width of the lower surface of the terraces. Line 3: eustatic uplift, corresponding to the disparity between the height of the external limit of the terraced deposit (L.E.d.) and the paleoshoreline (PLR.g) (symbols in Fig. 31). Line 4: times for the formation of the lower surfaces and the terraced bodies of the transgressive phases (T.) and the eustatic highstands (A.E.) (symbols in Fig. 37-B).

1	Terrazzo III Ordine (B in Fig. 14)	Ampiezza totale Sl.tc.+Sl.tr.	tratto rettilineo Sl.tr.	tratto concavo Sl.tc.
2	Superficie Inferiore (metri)	775	600	175
3	Sollevamento eustat. (metri)	25	10	15
4	Tempi di formazione (anni)	8500	1600	6900
5	Velocità di arretramento V.Ar. (cm/anno)	9	38	2,5
1	Terrazzo II Ordine (A in Fig.6 e 14)	Ampiezza totale Sl.tc.+Sl.tr.	tratto rettilineo Sl.tr.	tratto concavo Sl.tc.
2	Superficie Inferiore (metri)	1100	650	450
3	Sollevamento eustat. (metri)	45	20	25
4	Tempi di formazione (anni)	10300	1900	8400
5	Velocità di arretramento V.Ar. (cm/anno)	11	34	5,4

dell'Abruzzo; il periodo esaminato va dal 1876 al 1985.

Sunamura (1992) riporta una serie di dati sui tassi di erosione delle falesie lungo le coste di tutto il mondo (*Appendix 2*); una media di 27 valori riferiti a depositi diagenizzati argillosi e siltosi (*mudstone, siltstone e claystone*) risulta pari a 46 cm/anno, valore vicino a quelli ricavati per il tratto trasgressivo della superficie inferiore dei terrazzi marini del II e del III ordine in destra del F. Trionto (Tab. 2).

3.11. Significato di "alto eustatico interglaciale" e di "alto livello di stazionamento del mare"

I risultati emersi dallo studio dei terrazzi in destra del F. Trionto permettono di effettuare anche qualche considerazione di carattere generale. Normalmente, dallo studio morfologico di un terrazzo, o di un deposito terrazzato marino, o di altri indizi di antichi livelli marini sollevati, si deduce un unico alto livello di stazionamento del mare il quale, a sua volta, viene associato ad un picco eustatico interglaciale. Questa (imprecisa) correlazione nasce da due motivi principali: 1) lo studio morfologico di un terrazzo e dei suoi depositi difficilmente fornisce gli elementi per riconoscere più di un antico livello marino; nella maggior parte dei casi vale la corrispondenza margine interno=antico livello marino. 2) Gli alti livelli di stazionamento del mare vengono considerati interglaciali e quindi collegati ai corrispondenti periodi caldi interglaciali delle curve climatiche (generalmente ricavate dallo studio degli isotopi dell'ossigeno su carote oceaniche): in tali curve paleoclimatiche il periodo interglaciale corrisponde solitamente ad un *unico picco* caldo datato.

Quanto esposto al paragr. 3.6. ha evidenziato invece la genesi polifasica di un terrazzo, ad opera di un certo numero di stazionamenti del mare succedutisi a quote non molto differenti. In effetti un numero sempre maggiore di curve isotopiche più recenti mostra con miglior dettaglio l'andamento del periodo caldo interglaciale, che si presenta a volte suddiviso in 2-3 picchi (Seidenkratz & Knudsen, 1997; Shackleton, 1987). Carobene & Pasini (1982), in base allo studio delle grotte marine del Golfo di Orosei, hanno ricavato una curva eustatica del Tirreniano (Riss-Würm) caratterizzata da almeno 5 alti livelli di stazionamento del mare. Hearty (1987 e 2002) segnala almeno due "livelli marini" distinti durante l'ultimo interglaciale 5e rispettivamente nelle isole di Maiorca e di Bermuda. Inoltre Carobene & Ferrini (1993) hanno proposto un modello genetico del grande terrazzo del M. Carpinoso (costa tirrenica della Calabria) che prevede l'azione di numerosi alti livelli appartenenti a interglaciali differenti (genesì policiclica). La formazione di un terrazzo polifasico (composito) richiede un lungo lasso di tempo che è ben

compatibile con l'intero periodo caldo interglaciale. A questo periodo di formazione del terrazzo corrisponde pertanto l'*intero* "alto eustatico interglaciale".

Cosa diversa sono invece le singole oscillazioni climatiche nelle quali si articola un periodo interglaciale: ad ognuna di esse può corrispondere un *singolo* "alto livello di stazionamento marino" (Tab. 3). I singoli alti livelli di stazionamento marino sono stati riconosciuti nel presente lavoro in base ai periodi regressivi (emersione, formazione di suoli) e in base ai periodi trasgressivi (orizzonti di depositi di battigia) documentati entro le peliti di retrospiaggia. Generalizzando, è possibile concludere che ogni singolo terrazzo marino (del tipo di quelli studiati in destra Trionto) costituisce la risposta morfologica e sedimentaria a diversi "alti livelli di stazionamento marino" verificatisi nell'ambito di un "periodo di picco eustatico interglaciale". Un terrazzo viene tuttavia identificato (anche nel presente lavoro) con un'unica *linea di riva*; questa corrisponde allo stazionamento marino più alto riconosciuto.

3.12. Il controllo della tettonica

Un altro risultato a carattere generale, emerso dallo studio dei terrazzi, riguarda la Tettonica; i suoi effetti si sono manifestati: a) con il sollevamento, b) con un controllo sulla evoluzione delle paleofalesie e c) sul condizionamento operato dalle faglie nella fase di rimodellamento dei terrazzi sollevati.

Il tasso di sollevamento piuttosto alto, pari a 0,50 mm/a (vedi 3.2.), ha permesso una buona separazione altimetrica dei terrazzi, sufficiente alla conservazione dei vari ordini. Una eccezione potrebbe essere il terrazzo del I ordine, in quanto è verosimilmente il risultato della somma di due interglaciali, corrispondenti agli stages climatici 9 e 11 (vedi 3.2. e 3.9.). Stesso discorso può valere per il terrazzo del IV ordine, attribuibile ai *substage* 5a o 5c, o a entrambi.

Tab. 3 - Le ricerche nell'area Crosia-Calopezzati hanno evidenziato come un terrazzo marino derivi da una associazione di "alti stazionamenti" del livello del mare, succedutisi durante un "alto eustatico interglaciale". La tabella riporta sinteticamente i principali caratteri distintivi di questi due termini, spesso usati come sinonimi.

High sea levels. The research in the Crosia-Calopezzati area has highlighted how a marine terrace derived from an association of "sea highstands" progresses during a "high interglacial eustatic peak". The table synthetically presents the principal distinctive characteristics of these two terms that are so often used as synonyms. 1) Sea level highstand. Single shoreline characterised by: -simple typology;

ALTI LIVELLI DEL MARE: caratteri e corrispondenze	
1) alto livello di stazionamento marino (singolo livello)	<p>Singola linea di riva</p> <ul style="list-style-type: none"> - tipologia semplice (es. solco, trottoir) - altimetricamente ben definita da una singola quota - tempo di formazione breve - fossili e depositi intertidali
2) Alto picco eustatico interglaciale (più livelli di stazionamento)	<p>Associazione di linee di riva</p> <ul style="list-style-type: none"> - tipologia complessa (es. terrazzo marino) - altimetricamente definita in un intervallo di quote - tempo di formazione lungo - fossili e depositi di spiaggia da emersa a sottomarina

La tettonica pre-formazione dei terrazzi è riconoscibile dallo studio stratigrafico del substrato: ne ha condizionato la giacitura, il sollevamento, le dislocazioni. L'assetto del corpo pleistocenico ha a sua volta influito sull'impostazione e sull'evoluzione delle paleofalesie;

una prova può essere la direzione delle due rette che uniscono i margini interni dei terrazzi nei settori 1 e 2 (tra il F. Trionto e il T. Fiumarella), che è uguale a 123° (ONO-ESE) sia per il II che per il III ordine. Tale direzione ($120-125^\circ$) è ben documentata al Confine Calabro-

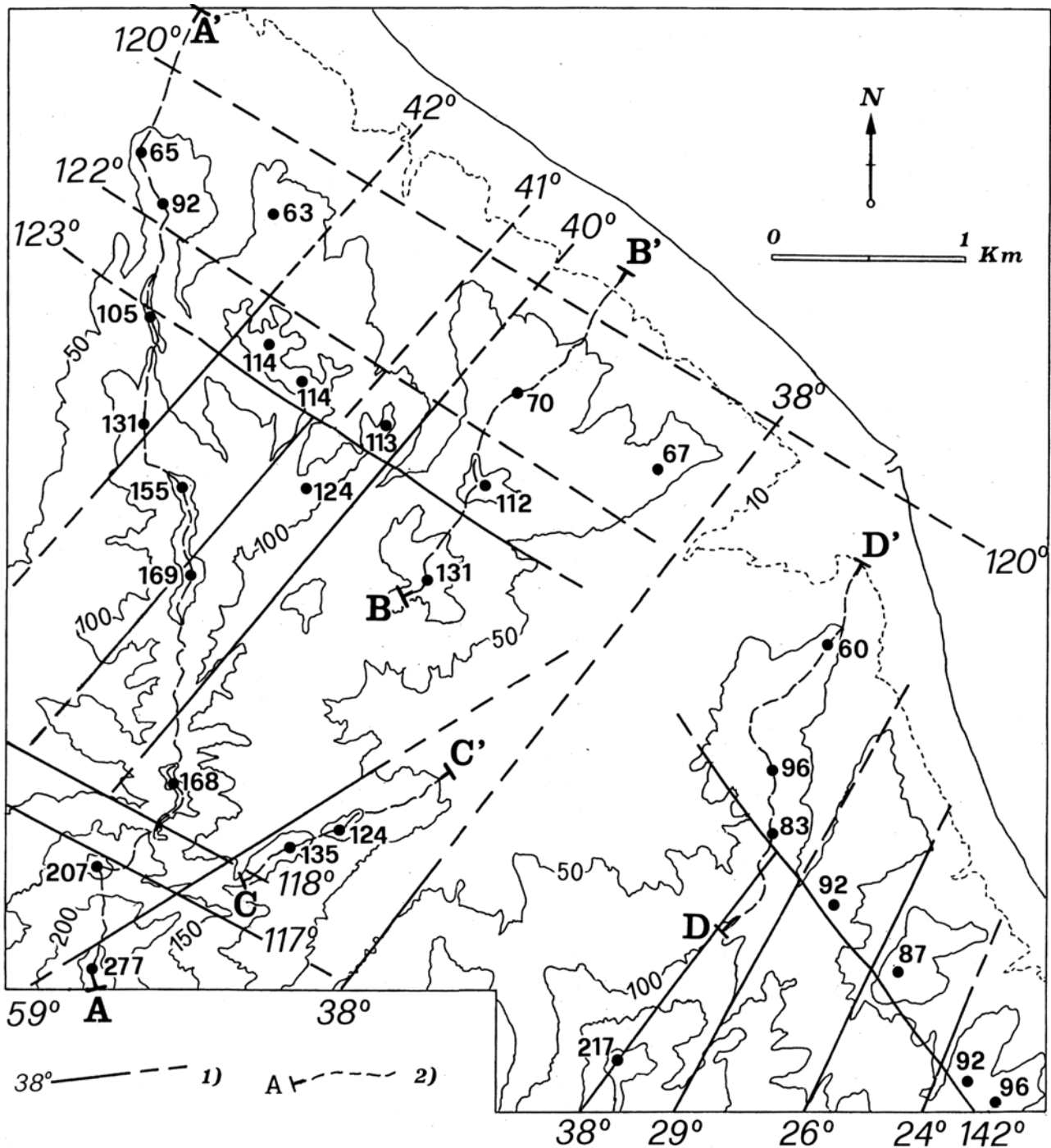


Fig. 38 - Andamenti delle faglie e topografia semplificata del tratto di costa Crosia-Calopezzati; sono indicate le quote delle culminazioni topografiche e dei punti quotati citati nel testo e nelle figure. 1) Principali sistemi di faglie quaternarie ricavate in base allo studio del substrato e degli indizi morfologici (valori medi delle direzioni: 26° , 40° , 60° , 120° , 140°). 2) Traccia delle sezioni geologiche dei terrazzi: A-A' = settore 1; B-B' = settore 2; C-C' = settore interno; D-D' = settore 3. Le sezioni sono riportate rispettivamente nelle figure 2 e 6; 14; 25; 20.

Trends of the faults and simplified topography of the Crosia-Calopezzati coastal tract; the altitudes of the topographic culminations and the points cited in the text and the figures are indicated. 1) Principal Quaternary fault systems, deduced from the study of the substratum and the morphological clues (mean values of directions: 26° , 40° , 60° , 120° , 140°). 2) Line of the geological sections of the terraces: A-A' = Sector 1 (Fig. 2 and Fig. 6); B-B' = Sector 2 (Fig. 14); C-C' = internal sector (Fig. 25); D-D' = Sector 3 (Fig. 20).

Lucano, (Catalano *et alii*, 1993; Cucci & Cinti, 1998; Marra, 1999; Patacca & Scandone, 1989; Turco *et alii*, 1990); essa coincide anche con quella allineata lungo il confine che separa i terreni del Miocene (Tortoniano) e del Pliocene inferiore da quelli quaternari lungo il tratto di costa tra Crosia e Cariati. Secondo questa direzione è separata l'area marina subsidente a NE da quella emersa in sollevamento a SO.

Nel 3° settore invece le superfici terrazzate del II ordine sono troncate a monte da selle allineate in direzione 142° (paragr. 2.2.3.), direzione che corrisponde ad una famiglia di lineamenti (138-142°) che interessa una vasta fascia costiera a SE del T. Fiumarella; essa si

evidenzia in particolare dal *pattern* del drenaggio.

Gli effetti delle faglie (o fratture) sul rimodellamento dei terrazzi (vedi 3.13.) si manifestano con il frazionamento delle originarie superfici in relitti allungati nella direzione delle faglie o separati da selle allineate tra loro (Fig. 1); le direttrici più evidenti nel 1° e 2° settore hanno direzione di 38-42° e 117-123°; nel 3° settore invece i lineamenti con effetti morfologici palesi sulle superfici terrazzate hanno direzione 24-29°, 38° e 140-142° (angoli misurati in senso orario) (Fig. 38).

Il riconoscimento di lineamenti tettonici raggruppabili in famiglie ben precise a 26°, 40°, 60°, 120° e 140° (valori medi) permette forse di riferirli ad una deformazione legata a tettonica trascorrente, per analogia con i modelli proposti da Catalano *et alii* (1993) e da Marra (1999) per la zona calabro-lucana immediatamente a nord.

Nell'area di Tarsia (valle del Crati), lo studio del substrato quaternario ha evidenziato la presenza di due importanti sistemi di faglie, a 40° e a 136° (valori medi) (Carobene *et alii*, 1997).

3.13. Il rimodellamento, l'erosione e la trasformazione del paesaggio costiero nel tempo

Le osservazioni effettuate nell'area Crosia-Calopezzati hanno evidenziato il forte rimodellamento subito dai terrazzi; il processo erosivo ha trasformato il paesaggio originario dando origine ad una serie di *relitti* delle antiche forme e degli antichi depositi terrazzati (vedi 3.1. e Fig. 31).

I relitti del III ordine sono ancora rappresentati da singoli ripiani suborizzontali, testimoni della originaria superficie terrazzata (Fig. 39), mentre i relitti degli ordini superiori (quindi più antichi), sono via via sempre più ridotti arealmente fino a diventare rilievi isolati di forma convessa (Fig. 40). Inoltre la forma in pianta dei relitti e la loro distribuzione lungo la costa appare nettamente condizionata da sistemi di faglie o fratture, confermate dallo studio stratigrafico del substrato (Fig. 1).

La Fig. 41 schematizza la forma tridimensionale di un terrazzo, evidenziando 4 tipi di superfici sulle quali agiscono 4 gruppi di processi differenti (P1-P2-P3-P4 in figura) responsabili, nel tempo, del rimodellamento e quindi della progressiva trasformazione e distruzione della superficie terrazzata. Le 4



Fig. 39 - Terrazzo del III ordine; Settore 2°. I relitti di questi terrazzi conservano ancora tratti della Superficie superiore (SS.r.) di forma piana e regolare, leggermente inclinata verso mare.

Terrace of 3rd Order; Sector 2. The relics of these terraces still preserve tracts of the upper surface (SS.r.) of flat and regular form, slightly inclined towards the sea.

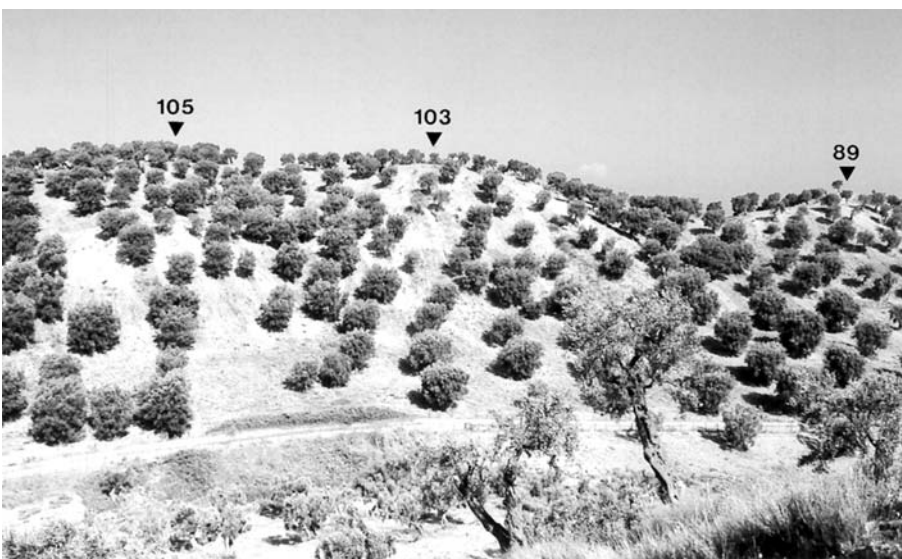


Fig. 40 - Terrazzo del II ordine; 1° settore. La superficie superiore (SS.r.) si presenta ondulata e raramente conserva tratti piani. Il crinale è visto da SE.

Terrace of 2nd Order; Sector 1. The upper surface (SS.r.) is undulated and only rarely preserves flat tracts. The ridge is seen from the SE.

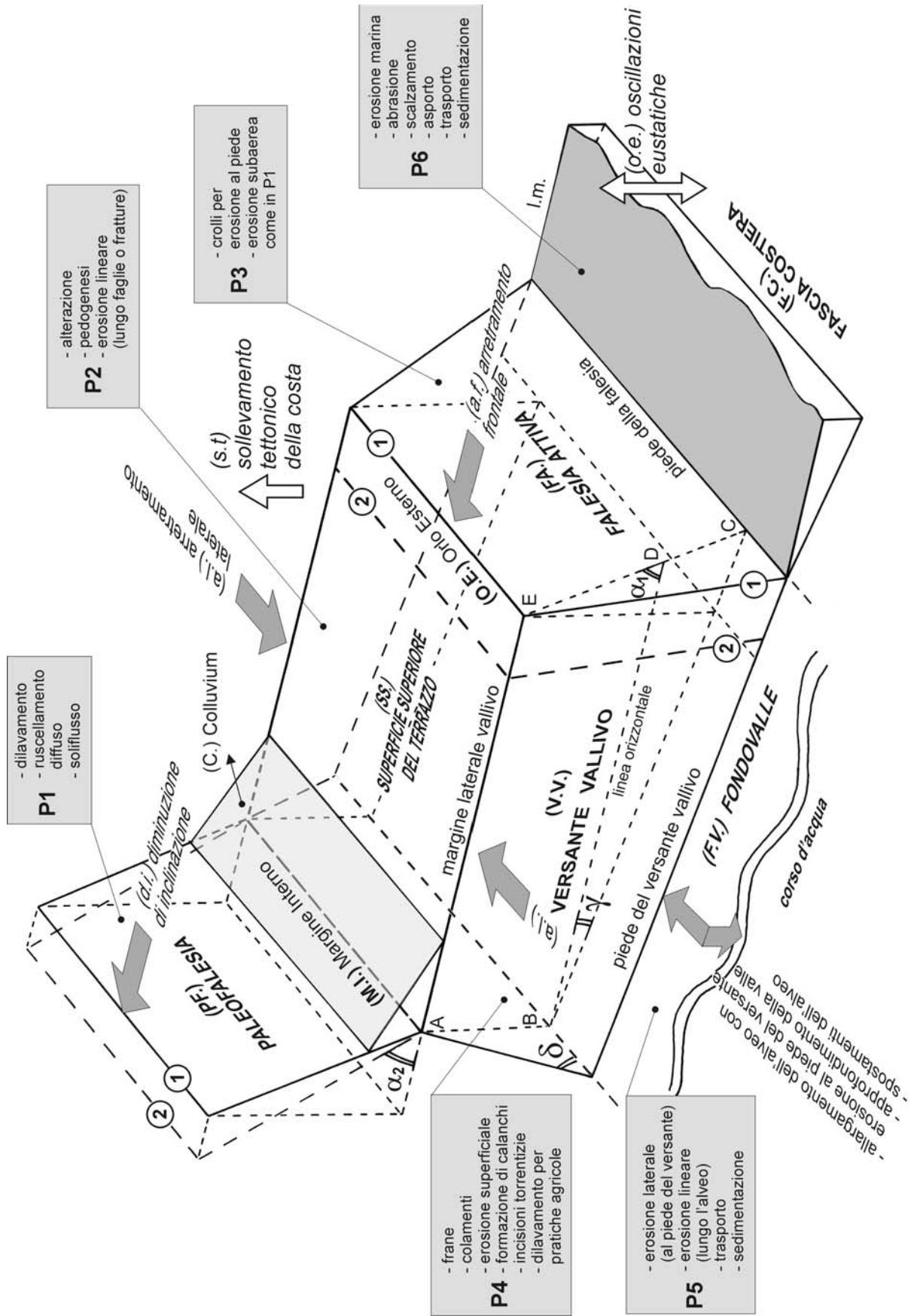


Fig. 41 - Rappresentazione schematica degli *elementi morfologici* (superfici PF., SS., FA. e V.V.) che compongono e definiscono un terrazzo marino sollevato; su ciascuna superficie agiscono differenti gruppi di *Processi* (P1, P2, P3 e P4) che determinano gli *effetti erosivi* (indicati dalle frecce); essi portano al *rimodellamento* del terrazzo e, in tempi lunghi, alla sua distruzione. A questo rimodellamento contribuiscono indirettamente anche i processi indotti da agenti esterni alle 4 superfici sopra citate: i processi (P5) di fondovalle che agiscono anche alla base del versante vallivo e sono causati dall'azione dei corsi d'acqua, ed i processi (P6) che si attuano lungo la fascia costiera; essi sono causati dai movimenti del mare ed agiscono alla base della falesia attiva, oltre che sul fondo marino. I due motori principali del sistema morfogenetico sono le *oscillazioni eustatiche* (o.e.) ed il *sollevamento tettonico* della costa (s.t.) che, come effetto diretto principale, producono le variazioni del livello di base. I processi sono condizionati da *fattori* che variano da zona a zona.

Gli angoli α definiscono le inclinazioni delle falesie (antiche e attuali); γ indica l'inclinazione media del fondovalle; δ l'inclinazione media dei versanti vallivi. Nella figura la superficie superiore (SS.) è stata disegnata (per semplicità) orizzontale; l'angolo β indica la sua eventuale inclinazione media (vedi Fig. 31).

Schematic representation of the morphological elements (surfaces PF., SS., FA. and V.V.) that define an uplifted marine terrace and play a role in its evolution; different groups of processes (P1, P2, P3 and P4) act on each surface and determine the erosive effects (indicated by the arrows); these cause the remodelling of the terrace and, over long periods, its destruction. This remodelling is also indirectly influenced by valley bottom processes (P5), caused by the action of watercourses that also act on the base of the valley slopes and processes acting along the coastal tract (P6), which are caused by sea movements and affect the base of the active cliffs and the sea floor. The two principal motors of the morphogenetic system are the eustatic oscillations (o.e.) and the tectonic uplifting of the coast (s.t.) whose principal direct effect is the creation of variations in the base level. These processes are conditioned by factors that vary from zone to zone.

The angles α define the inclination of the cliffs (ancient and present day); γ indicates the mean inclination of the valley bottom; δ the mean inclination of the valley slopes. In the figure the upper surface (SS.) has been drawn horizontally for simplicity; the angle β indicates its eventual mean inclination (Fig. 31).

PF. = Paleoseacliff. P1 causes a diminution in the original inclination (from 1 to 2).

SS. = Upper surface of the terrace. P2 produces alterations and linear erosion.

FA. = Active cliff. P3 and P6 erode the foot of the cliff producing falls and subaerial erosion, with movement of the cliff from 1 to 2.

V.V. = Valley slope. The processes produce landslides, ravinés, washouts and watercourses, with progressive lateral retreat of the slope.

superfici sono: a) la paleofalesia; b) la superficie superiore del terrazzo; c) la falesia attiva; d) il versante vallivo. In Fig. 41 sono inoltre evidenziati i processi (P5) che agiscono sui fondovalle (FV.) ed i processi (P6) che avvengono lungo la fascia costiera (FC.). Fermi restando gli elementi primari della trasformazione (clima, tempo, tettonica, eustatismo), i *fattori* che hanno condizionato l'erosione sono stati certamente: tipo di substrato; tipo di deposito terrazzato e suo spessore; copertura vegetale, anche erbacea; tasso di sollevamento dell'area (s.c.); caratteristiche dei fondali marini antistanti e del moto ondoso.

Con riferimento all'area di studio, le osservazioni sulle superfici sopra citate sono le seguenti:

1) La paleofalesia (PF.)

La forte inclinazione originaria (angolo α_1) della falesia argillosa si riduce progressivamente nel tempo (angolo α_2) sotto l'azione di processi (P1 in figura) di dilavamento areali, favoriti dall'alternanza di periodi secchi e piovosi; per fenomeni di soliflusso e di ruscellamento diffuso. La discesa di materiale verso il basso porta a creare un deposito colluviale (C.) al piede, che va a coprire e a proteggere la zona del margine interno del terrazzo. Attualmente l'inclinazione media delle paleofalesie è minore di 20° tra il IV ed il III ordine di terrazzi ed è minore di 15° tra il III ed il II ordine, mentre la paleofalesia del I ordine è inclinata di circa 9° (paragr. 2.1.a).

2) La superficie superiore del terrazzo (SS.)

Sulla base delle ricostruzioni geometriche, l'inclinazione originaria delle superfici superiori non superava i 2° ; pertanto era debole lo scorrimento superficiale dell'acqua, mentre era forte l'infiltrazione. Ciò ha favorito il processo dell'alterazione e della pedogenesi dei depositi terrazzati (Processi P2 in figura). Il ruolo delle fratture o delle faglie è stato importante, in quanto lungo di esse si sono formati inizialmente solchi di ruscellamento e, progressivamente, vere e proprie incisioni che si sono approfondite lentamente nel corpo terrazzato fino a raggiungere il substrato argilloso. A quel punto lo sviluppo dell'incisione ha subito una forte accelerazione; tutta la morfologia dei terrazzi del II ordine (in particolare) è condizionata da questo fenomeno (Fig. 1 e Cap. 2.). Per gli effetti della tettonica si rimanda anche al paragr. 3.12.

3) La falesia attiva (FA.)

Non esistono attualmente falesie attive lungo il tratto di costa esaminato. Un rilevamento dei terrazzi lungo tutta la costa ionica fino a Locri (ricerca non pubblicata), ha tuttavia evidenziato numerosi casi di falesie attive in argilla; esse mostrano sempre una forte inclinazione, vicina alla verticale (Fig. 32). L'erosione al piede della falesia produce un suo rapido *arretramento frontale* (a.f.) che avviene mediante crolli (Processi P3 in figura 41).

4) Il versante vallivo (VV.)

I versanti costituiscono le superfici più estese del paesaggio, sede di intensi processi erosivi (P4 in figura). L'erosione lineare si manifesta con solchi di ruscellamento e con profonde incisioni torrentizie causate dagli affluenti del corso principale; l'erosione areale con fenomeni franosi e colate di fango. Molto importanti sono inoltre le pratiche agricole, che favoriscono il forte dilavamento sui terreni arati. Tutto ciò tende a produrre una diminuzione dell'inclinazione (g) del versante e

quindi un *arretramento laterale* (a.l.) della superficie del terrazzo. I versanti solitamente presentano una duplice inclinazione: maggiore nella parte alta in corrispondenza del corpo terrazzato, minore in basso in corrispondenza del substrato argilloso (Fig. 15).

e) *Il fondovalle* (FV.)

I corsi d'acqua che tagliano trasversalmente lo sviluppo lungo costa dei terrazzi presentano generalmente nella zona a monte una forma valliva a V in fase di incisione e, a valle, una piana alluvionale caratterizzata da regimi fluviali estremi, con alternanze cioè di periodi secchi con altri a rapido e forte alluvionamento. I fondovalle sono quindi interessati da processi (P5) che producono incisione (con approfondimento dell'alveo); alluvionamento, con eventuale erosione al piede dei versanti; spostamenti laterali dell'alveo che attualmente, nella parte a valle, incide quasi sempre per alcuni metri il deposito alluvionale.

f) *La fascia costiera* (FC.)

La figura 41 mostra un livello mare che batte direttamente sulla costa emersa, producendo una falesia attiva (FA.); i processi (P6) sono in questo caso di scalzamento al piede della falesia con asporto di materiale, trasporto di detriti lungo costa, azione di erosione e di abrasione del fondale. Attualmente (nell'area studiata), tra i rilievi ed il mare, si interpone una fascia costiera emersa ed una spiaggia ghiaioso-sabbiosa.

4. CONCLUSIONI

Le ricerche condotte nell'area Crosia-Calopezzati, in destra del F. Trionto, hanno fornito nuovi contributi alla conoscenza di genesi e sviluppo dei terrazzi marini. I dati raccolti hanno permesso di perfezionare lo studio quantitativo dei terrazzi, con la proposta di nuovi schemi riguardanti forma, geometria e nomenclatura degli stessi. La genesi dei terrazzi è stata inoltre rapportata alle curve climatiche ed eustatiche relative ai periodi interglaciali, grazie anche alla presenza di depositi terrazzati complessi. Infine sono emersi nuovi dati sulla tettonica tardo-quadernaria; è stato perfezionato infine il quadro dei processi erosivi che, con il sollevamento, hanno rimodellato le antiche superfici terrazzate.

Una sintesi delle considerazioni espresse nel Cap. 3 è la seguente:

- 1) Viene proposta una dettagliata nomenclatura per descrivere sia le caratteristiche genetiche, geometriche e morfologiche dei terrazzi, sia quelle derivanti dal loro rimodellamento, soprattutto in presenza di un corpo terrazzato di un certo spessore (Schema in Fig. 31).
- 2) **L'età** assegnata ad ogni singolo ordine di terrazzi è stata stabilita attribuendo le linee di riva più alte alle oscillazioni climatiche più calde delle curve isotopiche dell'ossigeno (MIS); tenendo conto dell'età del substrato; considerando le velocità di sollevamento dei terrazzi nelle aree limitrofe. La cronologia dei 4 ordini di terrazzi presenti nell'area (Fig. 36) è la seguente: I ordine (+ 210 m) = *stages* 9+11; II ordine (+105÷120 m) = *stage* 7e; III ordine (+64÷71 m) = *stage* 5e; IV ordine (+25÷30 m) = *substages* 5a-5c. **I tassi di sollevamento** risultano pari a 0,50 mm/a circa.
- 3) Nel processo trasgressivo ha giocato un ruolo determinante **il substrato** che, nell'area studiata, è costituito da argille siltose del Pleistocene inferiore-medio. La litologia del substrato ha condizionato la formazione ed il veloce arretramento delle falesie (vedi 3.10.); ha inoltre favorito la formazione di una "piattaforma marina di erosione" (più che di abrasione).
- 4) I depositi terrazzati presentano litologie diversificate; è stato così possibile distinguere **9 litofacies**, correlate ai vari ambienti di spiaggia. Esse sono (Figure 6, 14, 20 e 25): (Cb) Conglomerato basale trasgressivo; (Pm) Peliti marine; (Si) Sabbie grigie inferiori; (Ags) Alternanze ghiaioso-sabbiose; (Ss) Sabbie gialle superiori; (Pds) Peliti dulcicole, salmastre, lagunari; (Ca-Ab-Cc) Calcari arenacei-Arenarie bioturbate-Calcari conchigliari; (Ca) Calcari algali; (Cc) Conglomerati continentali.
- 5) Il consistente spessore che caratterizza i depositi del II ordine di terrazzi (fino a 45 m) e del III ordine (fino a 25 m), e la loro suddivisione in litofacies distinte, che individuano corpi sedimentari tra loro in eteropia di facies, permette di riconoscere agevolmente (per entrambi gli ordini) **due sequenze deposizionali indicative di un sistema costiero barriera-laguna**. Sono riconoscibili infatti un "insieme di sistemi deposizionali trasgressivi" (TST) e un "insieme di sistemi deposizionali di stazionamento alto" (HST), divisi da una "superficie di massima ingressione" (MFS) (Fig. 33). Il sistema deposizionale regressivo è stato probabilmente distrutto dalla genesi dei terrazzi più recenti. Il deposito HST si è formato con forte progradazione del cordone di spiaggia, accompagnato da aggradazione; ciò ha determinato lo sviluppo di ampi bacini lagunari o dulcicoli di retrobarriera.
- 6) L'analisi stratigrafica delle successioni pelitiche (Pds) caratteristiche dei bacini di retrobarriera sopra citati, ha evidenziato periodi di emersione (paleosuoli) e di sommersione (depositi trasgressivi di spiaggia) (Fig. 22). Essi testimoniano oscillazioni eustatiche avvenute durante il periodo di "alto eustatico interglaciale" e, di conseguenza, anche la **genesì polifasica dei terrazzi** del II e del III ordine.
- 7) La formazione dei terrazzi marini è avvenuta alla fine del Pleistocene medio e nel Pleistocene superiore in un regime deformativo estensionale, caratterizzato da sollevamento (0,5 mm/a) e da ripresa dell'attività delle faglie. Ciò ha favorito l'erosione e la produzione di detrito; gli abbondanti **apporti detritici** del F. Trionto hanno causato l'accentuata progradazione della spiaggia e la formazione del sistema barriera-laguna, come documentato dai terrazzi del II e del III ordine.
- 8) Nell'area in esame ogni ordine di terrazzi si è formato, almeno in parte, a spese dell'ordine immediatamente superiore (Figure 6, 14 e 20). Ogni terrazzo ha perciò utilizzato, durante la sua formazione, una considerevole quantità di sedimenti marini e continentali del deposito terrazzato immediatamente superiore. **Il riciclaggio** di questi sedimenti clastici ha influenzato la formazione della superficie inferiore trasgressiva dei terrazzi e spiega il tappeto di grossi ciottoli (Fig. 34 e 7) che la sovrasta (la superficie è tagliata nelle argille del substrato) e la presenza nei terrazzi del II, III e IV ordine di blocchi

- arrotondati di calcari algali, appartenenti in origine al terrazzo del I ordine (litofacies Ca).
- 9) Durante il sollevamento dell'area, gli alti livelli eustatici degli ultimi interglaciali hanno originato un caratteristico terrazzamento a gradinata (Fig. 36). Le antiche linee di riva del I, II, III e IV ordine si sono in tal modo "allontanate" progressivamente dalla linea di riva attuale. Il **rapporto sollevamento/distanza** che si può calcolare per ogni singola linea di riva fornisce valori angolari variabili tra 2,1° e 3°. Il **rapporto distanza/età** fornisce invece i valori della "velocità di allontanamento" di ogni singola linea di riva; tali valori variano tra 1 e 1,5 cm/a.
 - 10) La buona conoscenza dell'ampiezza delle superfici inferiori di erosione dei terrazzi e degli spessori dei depositi marini terrazzati ha permesso di calcolare la **velocità di arretramento delle falesie** per i terrazzi del II e del III ordine. I depositi di questi due terrazzi si compongono di una parte trasgressiva e di una parte superiore progradante-aggradante; essi possono perciò essere riferiti alla "prima semiampiezza di una oscillazione eustatica e climatica" (la cui durata è di circa 7.500-10.000 anni) (Fig. 37). Il confronto con le curve di risalita eustatica dell'ultimo interglaciale ha permesso sia di confermare i tempi ricavati indirettamente dalle paleocurve, sia di calcolare i tempi parziali riferiti alla fase trasgressiva e a quella di alto stazionamento. Le velocità di arretramento sono riportate in Tab. 2; i valori medi calcolati sono di 11 e di 9 cm/anno per il II ed il III ordine rispettivamente, mentre i valori riferiti al solo tratto trasgressivo delle superfici inferiori sono rispettivamente di 34 e di 38 cm/anno.
 - 11) La genesi polifasica di un "terrazzo" (paragr. 3.6.) richiede lunghi intervalli di tempo che sono compatibili con un intero periodo caldo interglaciale, al quale corrisponde un **alto picco eustatico interglaciale**. Le oscillazioni climatiche nelle quali si articola un periodo interglaciale possono produrre singoli **alti livelli di stazionamento marino** (di durata molto più breve e a quote diverse tra loro), ai quali corrispondono singole e ben definite "linee di riva" (Tab. 3).
 - 12) Il **controllo della tettonica** nella genesi ed evoluzione dei terrazzi si evidenzia: a) mediante il rapporto sollevamento eustatico/sovraccarico tettonico; b) con il sollevamento tettonico (pari a 0,5 mm/a) che ha portato il terrazzo più antico (I ordine) a 210 m di quota; c) con la presenza di faglie o fratture lungo le quali ha agito l'erosione durante le fasi di rimodellamento dei terrazzi, d) con leggere dislocazioni delle superfici terrazzate. I lineamenti tettonici emersi dalla presente ricerca hanno le seguenti direzioni medie: N26°, 40°, 60°, 120° e 140° (Fig. 38).
 - 13) Con il sollevamento e l'emersione i terrazzi subiscono un **rimodellamento** che è tanto maggiore quanto più antichi essi sono. I processi che intervengono durante il rimodellamento sono di vario tipo e possono agire per centinaia di migliaia di anni, ma *non sono continui*, in quanto dipendono dalle periodiche variazioni climatiche. Schematizzando un terrazzo marino sollevato come in Fig. 41, è possibile evidenziare **6 gruppi di processi** che agiscono su 6 superfici distinte: (PF.) Paleofalesia; (SS.) superficie superiore del terrazzo; (FA.) falesia attiva; (V.V.)

versanti vallivi; (F.V.) fondovalle; (F.C.) fascia costiera. L'effetto finale complessivo è di ridurre l'area della superficie superiore del terrazzo, che può diventare uno stretto crinale (tratto di uno spartiacque con andamento suborizzontale), oppure frazionarsi in uno o più rilievi isolati di quota simile. In tempi molto lunghi i processi elencati in Fig. 41 portano alla completa distruzione del terrazzo.

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio i Revisori per l'accurato e complesso lavoro di miglioramento del testo, in particolare l'amico Carlo Bosi.

Un ringraziamento anche al dott. Cristiano Queirolo per l'informatizzazione di dati e figure, e alla Prof.ssa Grazia Vannucci per lo studio paleontologico dei calcari algali.

Lavoro eseguito con fondi del Progetto 40% "Evoluzione geodinamica dell'Arco Calabro-Peloritano ecc.", anno 1989, Responsabile dell'Unità locale all'Università della Calabria: Luigi Carobene. Programma MURST "Interazione clima-eustatismo nella sedimentazione marino-marginale ecc.", Responsabile dell'Unità di Bologna: Maria Luisa Colalongo. Progetti di Ateneo di Genova, anni 2000 e 2001, riguardanti il Quaternario, Responsabile Luigi Carobene.

LAVORI CITATI

- Aharon P. & Chappell J. (1986) - *Oxygen isotopes, sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 10⁵ years*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **56**(3/4), 337-379.
- Amorosi A., Colalongo M.L., Pasini G. & Preti D. (1999) - *Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy)*. *Sedimentology*, **46**, 99-121.
- Anderson R. S., Densmore A. L. & Ellis M. A. (1999) - *The generation and degradation of marine terraces*. *Basin Research*, **11**, 7-19.
- Bard E., Fairbanks R., Arnold M., Maurice P., Duprat J., Moyes J. & Duplessy Jc. (1989) - *Sea-level estimates during the last deglaciation based on $\delta^{18}O$ and accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in *Globigerina bulloides**. *Quaternary Research*, **31**, 381-391.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G. & Rougerie F. (1996) - *Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge*. *Nature*, **382**(18 July), 241-244.
- Bellotti P., Milli S., Tortora P. & Valeri P. (1995) - *Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence*. *Sedimentology*, **42**, 617-634.
- Belluomini G., Gliozzi E. & Ruggieri G. e di Branca M., Delitala L. (1988) - *First dates on the terraces of the Crotona Peninsula (Calabria, Southern Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **107**, 249-254.
- Bender M.L., Fairbanks R.G., Taylor F.W., Matthews

- R.K., Goddard J.G. & Broecker W.S. (1979) - *Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies*. Geol. Soc. Am. Bull., **90**(6), 577-594.
- Bonifay E. & Mars P. (1959) - *Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne*. Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 7°, **1**(1), 62-78.
- Bradley (1957) - *Origin of marine-terrace deposits in the Santa Cruz area, California*. Geol. Soc. American Bull., **68**, 421-444.
- Bradley W.C. & Griggs G.B. (1976) - *Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**, 433-449.
- C.N.R. (1987) - *Neotectonic map of Italy*. Quaderni della Ricerca Scientifica, **4**, n.114, 6 Tavv. 1:500.000.
- Carobene L. (1981) - *Terrazzi marini, Eustatismo e Neotettonica*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**(1980), 35-41.
- Carobene L. & Ferrini G. (1993) - *Morphological, sedimentological and tectonic features of Diamante-M.Carpinosa marine terrace flight (Tyrrhenian coast of northern Calabria, Italy)*. Earth Surf. Proc. and Landforms, **18**, 225-239.
- Carobene L. & Firpo M. (2002) - *Forme terrazzate relitte di genesi marina lungo la costa ligure tra Genova e Savona (Liguria occidentale)*. Il Quaternario, **7**(1), 123-138.
- Carobene L. & Pasini G. (1982) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene Superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale)*. Boll. Soc. Adriat. Sc. Trieste, **64**(1980), Suppl., 36 pp., Trieste.
- Carobene L., Colalongo M.L., Pasini G. & Raffi I. (1997) - *Sequenze deposizionali del Pleistocene medio nella valle del Fiume Crati presso Tarsia (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 503-524.
- Cassa per il Mezzogiorno (1970) - *Foglio Capo Trionto - 230 - I N.O.*. Carta Geologica della Calabria scala 1:25.000.
- Cassa per il Mezzogiorno (1971) - *Foglio Calopezzati - 230 - I S.O.*. Carta Geologica della Calabria scala 1:25.000.
- Catalano S., Monaco C. & Tortorici L. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Tectonics, **12**(3), 656-665.
- Chappell J. & Shackleton N.J. (1986) - *Oxygen isotopes and sea level*. Nature, **324** (13 nov.), 137-140.
- Chappell J. & Veeh H. H. (1978) - *Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island*. Geol. Soc. American Bull., **89**, 356-368.
- Chen J. H., Curran H. A., White B. & Wasserburg G.J. (1991) - *Precise chronology of the last interglacial period: ^{234}U - ^{230}Th data from fossil coral reefs in the Bahamas*. Geol. Soc. American Bull., **103**, 82-97.
- Ciaranfi N., Guida M., Iaccarino G., Pescatore T., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Sgroso G., Torre M., Tortorici L., Turco E. e di Scarpa R., Cuscito M., Guerra I., Iannaccone G., Panza G.F. & Scandone P. (1983) - *Elementi sismotettonici dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 201-222.
- C.N.R. (1995) - *Carta geomorfologica del bacino del Trionto*. Gruppo Naz. Geogr. Fis. e Geomorf., scala 1:50.000, S.E.L.C.A., Firenze.
- Cocco E., Caselli G., Gisotti G. & Spadea R. (1993) - *Evoluzione geomorfologica di Capo Colonna (Crotone, Calabria) nel periodo storico e suoi rapporti col tempio di Hera Lacinia*. Riassunti Seminario "Evoluzione dell'ambiente fisico nel periodo storico nell'area circum-mediterranea", pag. 48, Ravello, Italia.
- Cortese E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Riediz. 1983, 338 pp., Casa del Libro Ed.
- Cucci L. & Cinti F.R. (1998) - *Studio dei terrazzi marini dell'alto Ionio cosentino: considerazioni su sollevamento regionale e deformazione tettonica locale*. Il Quaternario, **10**(2) (1997), 549-556.
- D'Alessandro L., Genevois R. & Marino A. (2001) - *Dinamica recente della costa alta fra Ortona e Vasto (Abruzzo centro-meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **56**, 53-60.
- Dodge R.E., Fairbanks R.G., Benninger L.K. & Maurasse F. (1983) - *Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti*. Science, **219**(4591), 1423-1425.
- Fucini A. (1896) - *Studio geologico sul circondario di Rossano in Calabria*. Atti Acc., Mem. XVII, s.4, **9**, 1-87, Tipogr. Galatola, Catania.
- Gasperi G. (1995) - *Geologia Regionale*. 464 pp., Pitagora Ed., Bologna.
- Ghisetti F. (1981) - *Evoluzione neotettonica dei principali sistemi di faglie della Calabria Centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **98**(1979), 387-430.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1981) - *Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian Arc (Southern Italy)*. Journ. Struct. Geol., **3**(4), 371-381.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1983) - *Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **101**(1982), 385-440.
- Harmon R.S., Mitterer R.M., Kriausacul N., Land L.S., Schawarcz H.P., Garrett P., Larson G.J., Vacher H.L. & Rowe M. (1983) - *U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250,000 years*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **44**, 41-70.
- Hearty P.J. (1987) - *New data on the Pleistocene of Mallorca*. Quatern. Sc. Rev., **6**(3/4), 245-257.
- Hearty P.J. (2002) - *Revision of the late Pleistocene stratigraphy of Bermuda*. Sedimentary Geology, **153**, 1-21.
- Hearty P.J. & Dai Pra G. (1992) - *The age and stratigraphy of Middle Pleistocene and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy)*. Journal of Coastal Research, **8**, 882-905.
- Hoang C-T. & Hearty P.J. (1989) - *A comparison of U-series disequilibrium dates and amino acid epimerization ratios between corals and marine mollusca of the Pleistocene age*. Chemical Geology, Isot. Geosc. Sect., **79**(4), 317-323.
- Hoyt (1967) - *Barrier island formation*. Bull. Geol. Soc. Amer., **78**, 1125-1136.
- Hunter R. E., Clifton H. E. & Phillips R. L. (1979) - *Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred near-*

- shore systems, southern Oregon coast.* Journ. Sediment. Petrol., **49**, 711-726.
- Israelson C. & Wohlfarth B. (1999) - *Timing of the last interglacial high sea level on the Seychelles Islands, Indian Ocean.* Quatern. Res., **51**, 306-316.
- Kern J.P. (1977) - *Origin and history of upper Pleistocene marine terraces, San Diego, California.* Geol. Soc. Am. Bull., **88**(11), 1553-1566.
- Kovanen D.J. & Easterbrook D.J. (2002) - *Timing and extent of Allerød and younger Dryas age (ca. 12,500-10,000 ¹⁴C yr B.P.) oscillations of the Cordilleran ice sheet in the Fraser Lowland, Western North America.* Quatern. Res., **57**, 208-224.
- Ku T.-L., Ivanovich M. & Luo S. (1990) - *U-series dating of the last interglacial high sea stands: Barbados revisited.* Quatern. Res., **33**(2), 129-147.
- Kukla G., Mcmanus J.F., Rousseau D.-D. & Chuine I. (1997) - *How long and how stable was the last interglacial?* Quatern. Sc. Rev., **16**, 605-612.
- Lovisato D. (1878) - *Cenni geognostici e geologici sulla Calabria settentrionale.* Boll. Regio Comitato Geologico, **9** e **10**, Roma.
- Marra F. (1999) - *Evidenze di tettonica trascorrente alto pleistocenica al confine calabro-lucano: analisi morfostratigrafica e strutturale del Bacino del Mercure.* Il Quaternario, **11**(2) (1998), 201-215.
- Martin L., Suguio K. & Flexor J.M. (1988) - *Hauts niveaux marins pleistocenes du littoral Bresilien.* Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., **68**, 231-239.
- Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C. & Shackleton N.J. (1987) - *Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy.* Quatern. Res., **27**(1), 1-29.
- Massari F. & Parea G.C. (1988) - *Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy, microtidal marine environment.* Sedimentology, **35**, 881-913.
- Massari F., Parea G.C., Rainone M.L., Vedovato L. & Vivalda P. (1986) - *Elementi di sedimentologia delle paleospiege pleistoceniche marchigiane.* Atti Riun. Gruppo Sediment. CNR., Ancona, 5-7 giugno 1986, 81-103.
- Moretti A. & Guerra I. (1997) - *Tettonica dal Messiniano ad oggi in Calabria: implicazioni sulla geodinamica del sistema Tirreno-Arco Calabro.* Boll. Soc. Geol.It., **116**, 125-142.
- Murray-Wallace C. V. & Belperio A. P. (1991) - *The last interglacial shoreline in Australia – A review.* Quat.Sc.Rev., **10**, 441-461.
- Mush D. R., Kennedy G. L. & Rockwell T. K. (1994) - *Uranium-series ages of marine terrace corals from the Pacific coast of North America and implications for last-interglacial sea level history.* Quatern. Res., **42**, 72-87.
- Nummedal D. & Swift D. J. P. (1987) - *Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples.* In Spec. Publ. of Econ. Paleont. and Mineral., **41**, 241-260.
- Oertel G.F., Kraft J.C., Kearney M.S. & Woo H.J. (1992) - *Quaternary coasts of the United States: marine and lacustrine systems.* (Fletcher C.H. & Wehmler J.F. Ed.), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., **48**, 77-87.
- Ogniben L. (1962) - *Le argille scagliose ed i sedimenti messiniani a sinistra del Trionto (Rossano, Cosenza).* Geol. Romana, **1**, 255-282.
- Palmentola G., Carobene L., Mastronuzzi G. & Sansò P. (1990) - *I terrazzi marini pleistocenici della penisola di Crotona (Calabria).* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **13**(1), 75-80.
- Panizza M. (1966) - *Carta ed osservazioni geomorfologiche del territorio di Calopezzati (Calabria).* Riv. Geogr. It., **73**(1), 32 pp., Firenze.
- Panizza M. (1967) - *Il Pleistocene di Crosia (Rossano, Cosenza).* Riv. It. Paleontol. Stratigr., Mem. **13**, 131-194.
- Parea G.C. & Valloni R. (1983) - *Le paleospiege pleistoceniche della zona Atri-Silvi (Abruzzo).* Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **114**, 51-82.
- Patacca E. & Scandone P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab.* The Lithosphere in Italy, 159-176, Acc. Naz. Lincei, **80**, Roma.
- Pirazzoli P. A. (1991) - *World atlas of Holocene sea-level changes.* Elsevier Oceanography Series, 58.
- Pirazzoli P. A., Radtke U., Hantoro W.S., Jouannic C., Hoang C.T., Causse C. & Borel Best M. (1991) - *Quaternary raised coral-reef terraces on Sumba Island, Indonesia.* Science, **252**, 1834-1836.
- Reinson G.E. (1992) - *Facies 33s: response to sea level changes.* (In Walker R.G. & James N.P. Ed.), Geol. Assoc. Canada, 179-194, Waterloo, Ontario.
- Ridente D. & Trincardi F. (2002) - *Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy).* Marine Geology, **184**, 273-293.
- Robustelli G. & Aucelli P.P.C. (2002) - *I termini di chiusura del bacino pugliese (avanfossa sudappenninica) nell'area di Poggio Imperiale (Foggia): caratteri stratigrafici ed implicazioni paleogeografiche.* Il Quaternario, **14**(2) (2001), 173-186.
- Roda C. (1967) - *I sedimenti del ciclo plio-pleistocenico sul versante ionico della Sila, tra Rossano e Botricello.* Atti Accad. Gioenia Sc. Nat. in Catania, s.6, **18**, 237-245.
- Scandone P. (1982) - *Structure and evolution of the Calabrian Arc.* Earth Evol. Sc., **3**, 172-180.
- Selli R. (1962) - *Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Ionien de la péninsule italienne.* Quaternaria, **6**, 391-413.
- Seidenkrantz M.-S. & Knudsen K.L. (1997) - *Eemian climatic and hydrographical instability on a marine shelf in Northern Denmark.* Quatern. Res., **47**, 218-234.
- Shackleton N. J. (1969) - *The last interglacial in the marine and terrestrial records.* Proceedings of the Royal Society of London, **B174**, 135-154.
- Shackleton N. J. (1987) - *Oxygen isotopes, ice volume and sea level.* Quatern.Sc.Rev., **6**(3/4), 183-190.
- Shipp R. C. (1984) - *Bedforms and depositional sedimentary structures of a barred nearshore system, eastern Long Island, New York.* Marine Geology, **60**, 235-259.
- Smart P.L. & Richards D. A. (1992) - *Age estimates for*

- the late Quaternary high sea-stands*. Quatern. Sc. Rev., **11**, 687-696.
- Sorriso Valvo M. (1993) - *The geomorphology of Calabria. A sketch*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **16**, 75-80.
- Stirling C.H., Esat T.M., McCulloch M.T. & Lambeck K. (1995) - *High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the last Interglacial*. Earth and Planetary Science Letters, **135**, 115-130.
- Suggate R.P. (1965) - *The definition of "interglacial"*. Journ. Geol., **73**, 619-626.
- Sunamura T. (1992) - *Geomorphology of rocky coasts*. J. Wiley & Sons, New York.
- Tortorici L., Monaco C., Tansi C. & Cocina O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **243**, 37-55.
- Turco E., Maresca R. & Cappadona P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del Confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 519-529.
- Vincent E. & Berger W.H. (1981) - *Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography*. In Emiliani C. Ed.: *The sea*, **7**, 1025-1119, Wiley, New York.
- Warrick R.A., Barrow E.M. & Wigley T.M. Ed. (1993) - *Climate and sea level change: observations, projections and implications*. Cambridge University Press.
- Williams M., Dunkerley D., De Deckker P., Kershaw P. & Chappell J. (1998) - *Quaternary environments*. 329 pp., Arnold, London.
- Winograd I.J., Landwehr J.M., Ludwig K.R., Copen T.B. & Riggs A.C. (1997) - *Duration and structure of the past four interglaciations*. Quatern. Res., **48**, 141-154.

Ms. ricevuto il 5 novembre 2002
 Testo definitivo ricevuto il 10 giugno 2003

Ms. received: November 5, 2002
 Final text received: June 10, 2003