

CLAUDIO CARRARA (*), MAURO CREMASCHI (***) & GIUSEPPE DAI PRA (*)

OSCILLAZIONI DEL LIVELLO MARINO, DEPOSITI E MORFOGENESI CONTINENTALI NELLE ISOLE PONTINE (ITALIA CENTRALE)

ABSTRACT: CARRARA C., CREMASCHI M. & DAI PRA G., *Sea level variations, deposits and Pleistocene morphogenesis in the Pontine Islands (Tyrrhenian Sea)* (IT ISSN 0391-9838, 1994).

The Pontine Islands consist of remnants of deeply eroded volcanoes, located on a structural high of the Latium continental shelf, which were active during the Pliocene up to the Early Pleistocene. Continental deposits, marine abrasional surfaces, raised beaches and aeolian sands, occurring at different places in the islands, indicate that the sea level fluctuated several times during the Quaternary, because of the combined effect of climatic changes and tectonics.

The oldest beach deposits in the Archipelago are located at Monte Guardia (Ponza Island); it is Early Pleistocene in age and it is buried below pyroclastic deposits of the last volcanic activity in the area.

Marine erosional surfaces at the elevations comprised of between 200 and 270 m a.s.l., still preserving beach gravel, occur both in the Ponza (Monte Guardia) and in the Palmarola (Monte Guarniere) Islands; they are referred to the late Early Pleistocene, mainly on the base of the geomorphological evidence.

In the Ponza Island a system of abrasional surfaces, located at the elevation of 100-120 m a.s.l., is well preserved and covered by a thick and strongly weathered paleosol, which indicates an Early Middle Pleistocene age for the mentioned surfaces.

A further abrasional surface, at 45-50 m a.s.l., occurs both in the Ponza bay and in the Zannone Island, where it is covered by gravel beach deposits. In the Ventotene Island, the local corresponding erosional surface is located at the elevation of 25 m a.s.l., and it is covered by littoral sediments, which are dated to the isotopic Substage 5e.

Aeolian sand deposits occur everywhere in the Archipelago; in the Ponza and Ventotene Islands they are represented by thick layers of weakly cemented aeolianites. On the ground of isoleucine epimerization analyses on mollusk

shells and of radiocarbon datings, the aeolian deposits are dated to the Upper Pleistocene. They were originated by strong deflation of the wide continental platform surrounding the islands, which was exposed in consequence of the sea level drop during the glacial periods of the Upper Pleistocene.

The Holocene sea rise together with tectonic uplift are documented by remnants of marine notches at 3 m a.s.l. in the Ponza Island and by raised beach deposits up to more than 10 m in the Palmarola Island.

KEY WORDS: Quaternary, Sea level changes, Aeolianites, Neotectonics, Pontine Islands, Italy.

RIASSUNTO: CARRARA C., CREMASCHI M. & DAI PRA G., *Oscillazioni del livello marino, depositi e morfogenesi continentali nelle Isole Pontine (Italia centrale)* (IT ISSN 0391-9838, 1994).

Le Isole Pontine sono costituite da edifici vulcanici profondamente erosi, localizzati su un alto strutturale della piattaforma continentale laziale, che furono attivi dal Pliocene fino al tardo Pleistocene inferiore. Depositi continentali, superfici di abrasione marina, depositi di spiaggia sollevati ed eolianiti, affioranti in più parti delle isole, indicano che il livello del mare ha subito parecchie fluttuazioni durante il Quaternario, per l'effetto combinato di variazioni climatiche e movimenti tettonici. Il deposito di spiaggia sollevato più antico dell'arcipelago è situato nell'area di Monte Guardia (Isola di Ponza); è attribuito al primo Pleistocene, poiché risulta coperto dai depositi piroclastici dell'ultima fase vulcanica dell'area (1,1-1,2 Ma).

Superfici di abrasione marina comprese tra le quote di 200 e 270 m s.l.m., che conservano ancora depositi ciottolosi di spiaggia, sono presenti a Monte Guardia nell'Isola di Ponza e a Monte Guarniere in quella di Palmarola; dette superfici sono attribuite al tardo Pleistocene inferiore principalmente sulla base di evidenze geomorfologiche.

Nell'Isola di Ponza, inoltre, è ben conservato un sistema di superfici di abrasione marina, affiorante a 100-120 m sul l.m. Dette superfici sono coperte da uno spesso paleosuolo, fortemente alterato, che suggerisce per le stesse un'età del primo Pleistocene medio.

Un'altra superficie di abrasione marina a 45-50 m sul l.m. è presente sia nella baia di Ponza sia nell'Isola di Zannone, dove è coperta da depositi ciottolosi di spiaggia. Nell'Isola di Ventotene una superficie di erosione simile, affiorante alla quota di 25 m sul l.m., è coperta da sedimenti litorali attribuiti al Substadio isotopico 5e. In tutto l'arcipelago sono diffusi sedimenti eolici, rappresentati nelle Isole di Ponza e Ventotene da potenti strati di eolianiti debolmente cementate. Sulla base di analisi dell'epimerizzazione dell'isoleucina di gusci di molluschi e di datazioni radiometriche, i depositi eolici sono datati al Pleistocene superiore. Essi si sono originati per forte deflazione della vasta piattaforma continentale intorno alle isole, emersa in conseguenza della caduta del livello del mare nelle fasi glaciali del Pleistocene superiore. L'innalzamento olocenico del livello marino insieme al sollevamento tettonico dell'area sono documentati da solchi di corrosione marina posti a 3 m s.l.m. nell'Isola di Ponza e da depositi di spiaggia sollevati fino a più di 10 m s.l.m. nell'Isola di Palmarola.

PAROLE CHIAVE: Quaternario, Variazioni del livello marino, Eolianiti, Neotettonica, Isole Pontine, Italia.

(*) ENEA-CRE Casaccia, AMB ANV, C.P.n. 2400, 00 100 Roma, A.D.
(**) C.N.R. Centro di Studio Dinamica Alpina e Quaternaria, Via Mangiagalli 34, 20133 Milano.

Di C.C. e G. D.P. sono il rilevamento della parte meridionale dell'Isola di Ponza e della parte orientale dell'Isola di Palmarola, nonché dell'Isola di Ventotene e le analisi sull'isoleucina, di M.C. è il rilevamento dell'Isola di Ponza, di Palmarola e di Zannone, nonché lo studio paleopedologico, sedimentologico e dei minerali pesanti.

Le ricerche di uno degli autori (M.C.) sono state condotte nel quadro della crociera 1989, a bordo della nave C.N.R. Minerva, diretta dal prof. C. Corselli del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano. Gli Autori sono grati al prof. Corselli, che ha presentato parte dei risultati del presente lavoro alla Riunione di Studio AIQUA su terrazzi marini e coste pleistoceniche (Roma, 16.10.1990), per la possibilità offerta di svolgere la ricerca e di utilizzare i dati raccolti.

PREMESSA

L'Arcipelago Pontino occidentale è costituito principalmente da edifici vulcanici, fortemente rimodellati dall'erosione marina e subaerea, ubicati su di un alto strutturale della piattaforma continentale laziale. Le Isole di Ventotene e Santo Stefano rappresentano la culminazione di un edificio vulcanico ubicato all'interno di una zona ribassata della stessa piattaforma continentale.

Il vulcanismo acido dell'Arcipelago di Ponza è di età pliocenica. Secondo SAVELLI (1987), durante il Pleistocene inferiore, da 1,75 Ma, l'attività vulcanica ha subito una stasi, presente anche nelle aree emerse adiacenti il Tirreno. L'attività vulcanica è ripresa a circa 1,1-1,2 Ma con la messa in posto dei prodotti alcalino-potassici di Monte Guardia a Ponza (FORNASERI, 1985). L'Isola di Ventotene è caratterizzata, invece, da vulcanismo trachibasaltico e fonolitico, datato 1,7 Ma da BARBERI & *alii* (1967), mentre METRICH & *alii* (1988) riportano età di 0,8-0,4 Ma per i prodotti precaldarici ed età molto recenti (0,2 Ma) per quelli postcaldarici. A Zannone le manifestazioni vulcaniche si sono verificate in ambiente subaereo e poggiano su unità metamorfiche e sedimentarie di età dal Paleozoico-Trias al Norico-Retico e su marne e arenarie del Miocene medio (PANTOSTI & VELONÀ, 1986).

Nell'Isola di Palmarola, sono stati segnalati sedimenti marnoso-argillosi del Pliocene superiore (CARRARA & *alii*, 1986), che, in località Forcina, colmano una sella tra i prodotti vulcanici, fino a 100 m di quota s.l.m.¹.

SEGRE (1956) descrive, nell'Isola di Ponza, fino a circa 105 m di quota, depositi grossolani di spiaggia, coperti da prodotti piroclastici e lavici di Monte Guardia, che, sulla base del ritrovamento di *Clamys angelonii*, attribuisce a un'importante trasgressione marina pliocenica. Lo stesso autore segnala diversi depositi quaternari nelle isole (1952,

¹ In detta località sono stati raccolti tre campioni, poi analizzati dalla dott. Elisabetta Erba presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano per il loro contenuto di Nannofossili calcarei. Il sedimento non è stato centrifugato per non alterare l'abbondanza e la composizione delle associazioni. I vetrini (*smear slides*), preparati con Norland Optical Adhesive, sono stati analizzati con un microscopio ottico polarizzatore a 1250X. I tre campioni sono risultati essere simili fra di loro. Le nannoflore sono molto abbondanti ma caratterizzate da un medio-basso grado di conservazione in quanto sono stati osservati numerosi esemplari affetti da dissoluzione parziale. L'associazione è dominata da *Reticulofenestra* spp. di piccole dimensioni, *Reticulofenestra minuta*, *R. gelida*; sono comuni *Calcidiscus macintyreii*, *Helicosphaera sellii*, *Coccolithus pelagicus* e *Pseudoemiliania lacunosa*. Sono stati osservati anche frequenti esemplari di *Gephyrocapsa* spp. di piccole dimensioni, *Gephyrocapsa caribbeanica*, *Calcidiscus leptoporus* e *Helicosphaera carteri*. *Stephanolithion abies* e *S. neoabies* sono rari. Non sono stati osservati discoasteridi. Questa associazione è indicativa della zona CN 12 (OKADA & BURKY, 1980) del Pliocene superiore. L'attribuzione è basata sull'assenza di *Reticulofenestra pseudoumbilica* (LO nel Pliocene medio) e di *Gephyrocapsa oceanica* (FO alla base del Pleistocene). La mancanza di discoasteridi impedisce una più precisa attribuzione zonale e di età. Da un punto di vista paleoambientale, va sottolineato che la composizione delle nannoflore indica acque superficiali relativamente fredde. In tutti i campioni sono stati, inoltre, osservati rari esemplari di specie cretache, quali *Watznaueria barnesae*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Flabellites oblongus*, *Cretarhabdus surirellus*, *C. angustiforatus*, *Chiastocyclus litterarius*, *Prediscosphaera cretacea*, *Eiffelithus turriseiffelii* e *Micula staurophora*. L'associazione indica un rimaneggiamento di sedimenti del Cretaceo superiore.

1953-54, e 1956), per le quali precedentemente si conoscevano soltanto osservazioni e rilevamenti limitati ed imprecisi. Menziona inoltre tracce di livelli pretirreniani a Zannone, dove indica anche la presenza di un deposito ciottoloso di spiaggia a 35 m circa di quota, attribuito dubitativamente al Tirreniano l.s.. Cita altri depositi marini a Ponza e a Palmarola. Assegna al Tirreniano il deposito di Punta Viaggio di Palmarola, che successivamente, sulla base di datazioni ¹⁴C e di analisi del grado di epimerizzazione dei fossili contenuti, risulterà olocenico (CARRARA & DAI PRA, 1992). Infine, riconosce che le Isole di Ponza, Palmarola e Zannone, rappresentano deboli rilievi al margine della piattaforma continentale e che, in quanto comprese nell'isobata -100, durante i periodi glaciali fossero collegate tra di loro e connesse con la suddetta piattaforma emersa.

I depositi di spiaggia dell'Isola di Ponza, intercalati nelle vulcaniti, sono stati recentemente oggetto di un dettagliato rilevamento da parte di VEZZOLI (1988).

DEPOSITI E FORME QUATERNARI

1. ISOLA DI PALAMAROLA

L'Isola di Palmarola ha una morfologia fortemente scoscesa poiché risulta interessata da un'intensa degradazione delle vulcaniti plio-pleistoceniche che la compongono, affette oltre tutto da deformazioni gravitative profonde. I rilievi di Monte Tramontana, Monte La Radica e Monte Guarniere risentono della originaria conformazione, ma risultano successivamente modellati ad inselberg e sono rivestiti da lembi di glacis con breccie cementate, delimitati dalle alte scarpate prodotte dall'erosione marina e dalla tettonica gravitativa.

I depositi e le forme attribuibili a morfogenesi quaternaria sono (fig. 1):

1.1 Superficie di abrasione marina di Monte Guarniere

È sita tra quota 220 e 200 m, e consiste di una lieve rottura di pendenza che il versante di Monte Guarniere disegna verso E. È tagliata direttamente nella roccia senza che si osservino lembi di suoli profondi, ma accoglie una forte concentrazione di grossi ciottoli (fino a 50 cm di diametro) molto arrotondati, costituiti prevalentemente da vulcaniti, ma anche da rocce metamorfiche, selce e, in un caso, da calcare dolomitico.

Il terrazzo in roccia, perché associato a ciottoli, la forma dei quali indica l'ambiente litorale, è interpretato come il residuo di una superficie di abrasione marina fortemente rimodellata dall'erosione. Pur in assenza di elementi di datazione probanti, la elevata quota di affioramento ed il rapporto con altre formazioni continentali, convince ad attribuire una relativa antichità a tale paleosuperficie.

1.2 Protobreccia

È la breccia, molto diffusa nell'isola, che riveste i glacis alla base dei rilievi vulcanici rimodellati. Ai piedi di Monte Tramontana, la protobreccia è spessa circa 3 m e si compone di strati con clasti di riolite a supporto di matrice, ce-

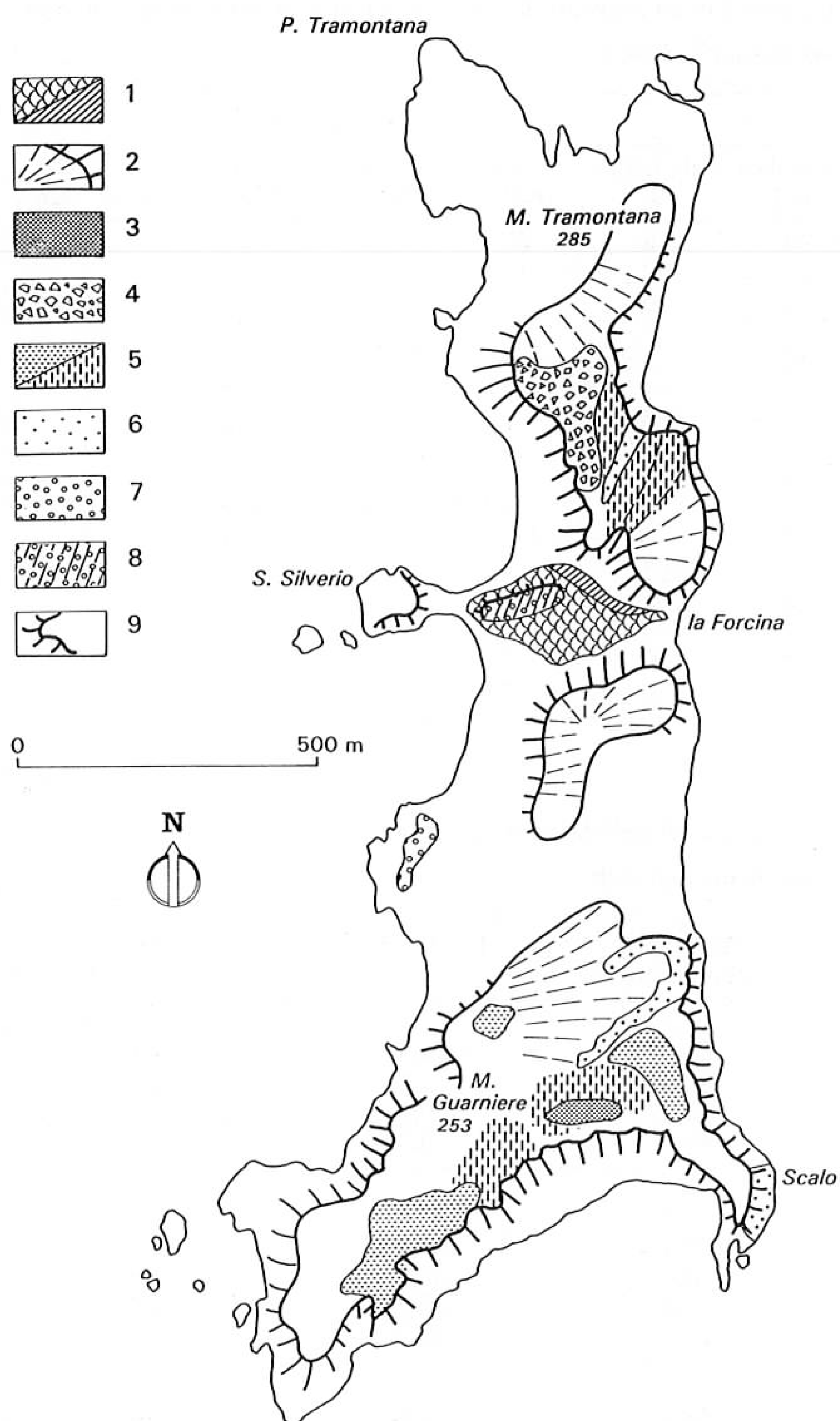


FIG. 1 - Carta schematica dei depositi e delle forme quaternari dell' isola di Palmarola: 1) Depositi limo-argillosi pliocenici e depositi pliocenici in frana, 2) Glacis e principali scarpate d'erosione delimitanti le paleosuperfici, 3) Superficie di abrasione di Mte Guarniere e ciottoli associati (unità 1.1), 4) Protobreccia (unità 1.2), 5) Depositi eolici (a) sabbiosi (unità 1.3) e colluvi (b) (unità 1.4), 6) Ghiaie di Scalo (unità 1.5), 7) Depositi marini di punta Viaggio (Unità 1-6), 8) Depositi di spiaggia di S. Silverio (unità 1.7), 9) Scarpate principali.

FIG. 1 - Quaternary deposits and landforms of the Palmarola Island: 1) Pliocene silty clay and landslide in Pliocene silty clay, 2) Pediments and main scarps, 3) M.te Guarniere abrasional surface and gravel (1.1), 4) Cemented breccia (1.2), 5) Aeolian deposits (a) sandy (1.3) (b) colluvial (1.4), 6) Punta Scalo gravel (1.5), 7) Punta Viaggio marine deposits (1.6), 8) S. Silverio beach deposits (1.7), 9) Main scarps.

mentati da idrossidi di Fe e Mn, alternati ad altri a supporto clastico con cementazione assai più debole.

Gli orizzonti cementati hanno colore rosso giallastro (5YR4/6) e tracce di idromorfia, sotto forma di screziature e noduli di ferro e manganese; sono interpretati come gli orizzonti profondi di un paleosuolo fortemente eroso.

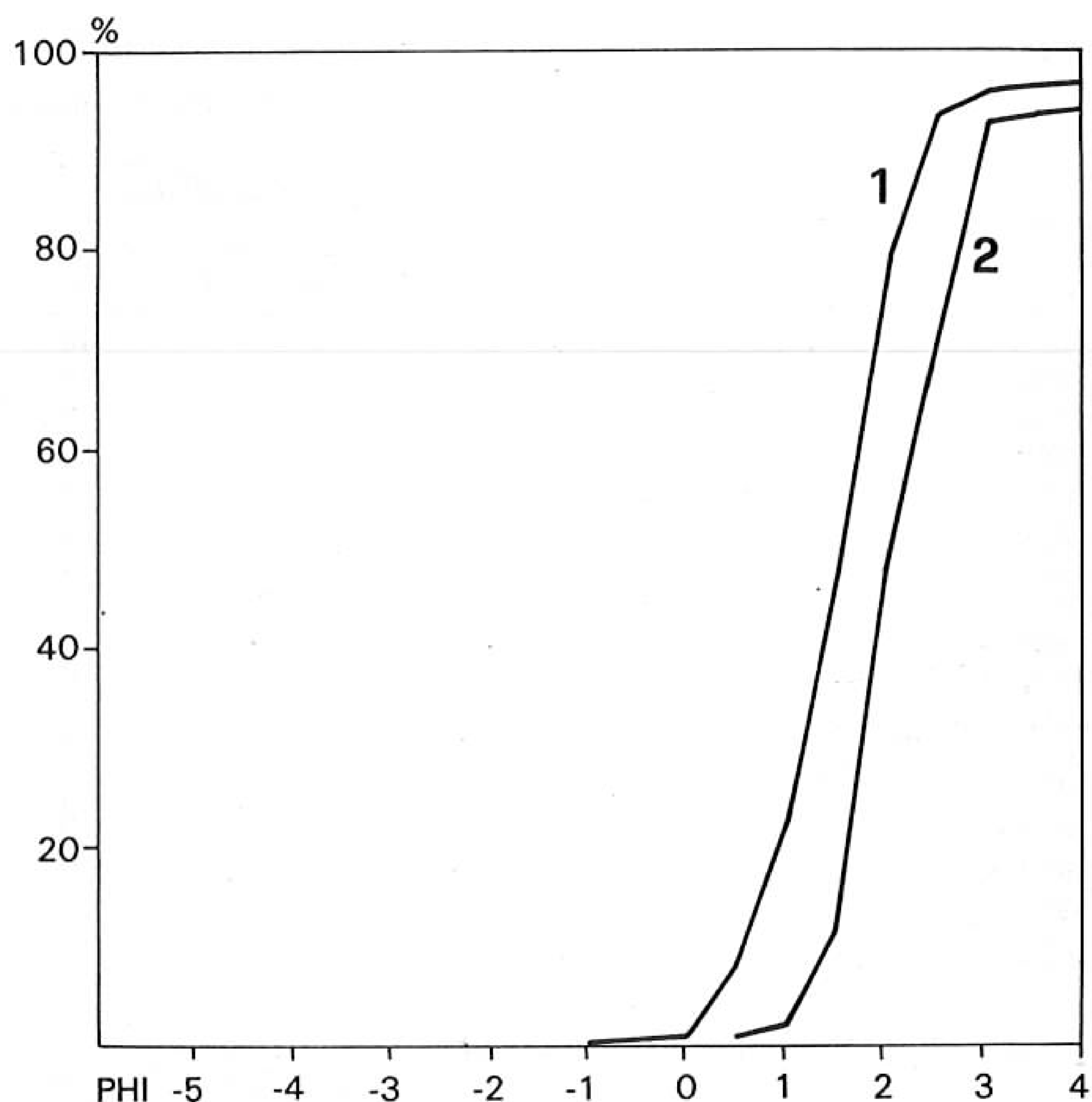


FIG. 2 - Curve granulometriche relative ai depositi eolici di M.te Guarniere (Palmarola): 1) Sabbie di quota 200 m s.l.m., località Cisterna Romana, 2) Sabbie della duna sul versante NE.

FIG. 2 - Grain size of the M.te Guarniere aeolian deposits (Palmarola): 1) 200 m a.s.l. sand at the Cisterna Romana site, 2) NE dune sand.

Gli affioramenti di breccia che si trovano sul versante occidentale di Monte Guarniere, a quota 195 m s.l.m., hanno stratigrafia assai simile: al tetto della breccia si trova un orizzonte argilloso relitto di spessore metrico, rubefatto, debolmente argillificato, eroso e ricoperto da una coltre decimetrica di sabbie eoliche. In diversi punti la breccia è risultata contenere ciottoli spiaggiati di rocce esotiche (selce e calcare siliceo), derivanti dallo smantellamento della più antica spiaggia sopra descritta.

1.3 Depositi eolici

Sedimenti sabbiosi non consolidati, di spessore decimetrico e talora metrico, i cui caratteri di terreno denunciano una natura eolica, rivestono gran parte dei versanti orientali dell'isola. Spesso costituiscono semplicemente uno scheletro sabbioso che arricchisce l'orizzonte sommitale dei litosuoli ampiamente rappresentati in quest'area; talora nelle aree protette o, dove vi sia una anche leggera rottura della pendenza del versante, raggiungono spessori metrici.

Sul versante orientale di Monte Guarniere, a quota 200 m s.l.m., alloggiate in una conca, tali sabbie danno luogo ad una duna e raggiungono almeno 5 m di spessore. Sono massive, calcaree, apparentemente prive di strutture sedimentarie. La frazione calcarea è determinata principalmente da frammenti arrotondati di gusci di molluschi marini. Sul versante nord-occidentale dello stesso rilievo, specie in corrispondenza di una cisterna in muratura di età romana, una coltre metrica della stessa sabbia riveste un'ampia conca di debole pendenza, sospesa a più di 100 m sul livello del mare. Le tabelle 1 e 2 e la fig. 2 illustrano la

TABELLA 1 - Determinazione dei minerali pesanti (espressi in percentuale per la frazione 250-63 microns) dei sedimenti e suoli dell'Arcipelago Pontino

TABLE 1 - Heavy mineral in sediments and soils

	ZANNONE	PALMAROLA				PONZA				
		Cisterna Romana	M. Guarniere Duna N-NE	La Radica C1	La Radica IIC1	Cala Acqua 2	P. Inc. B21g	P. Inc. B22gn	P. Inc. B23g tetto	P. Inc. B23g base
opachi	7	5	5	46	48	8	62	41	57	72
trasparenti	93	95	95	54	50	92	37	59	42	27
miche	0	0	0	0	2	0	1	0	1	1
zircono	0	1	0	6	47	0	27	16	24	56
tormalina	1	3	2	3	30	3	2	6	3	4
anatasio + brookite	0	2	1	2	1	0	9	6	8	7
rutilo	0	0	0	0	12	0	1	2	2	3
granato	1	1	0	0	2	1	24	28	44	12
spinello verde	0	0	0	0	0	0	4	7	5	8
distene	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
epidoti + zoisite	3	3	0	3	0	7	8	7	3	4
pirosseni	95	90	95	86	9	88	18	27	7	4
anfibioli	0	0	2	0	0	1	4	0	1	1
staurolite	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1
glaucofane	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0
cloritoide	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0

TABELLA 2 - Tessiture e parametri chimici di sedimenti e suoli dell'Arcipelago Pontino

TABLE 2 - Routine analyses of sediments and soils

		sabbia %	limo %	argilla %	CaCO ₃ %	pH
		2,0-0,62 mm	0,062-0,002 mm	<0,002 mm		
Piano d'Incenso (Ponza)	B21g	46,1	31,1	22,8	2,5	6,3
	B22cn	41,4	30,4	28,2	2,0	5,8
	B23g(t)	43,5	30,2	26,3	0,0	5,6
	B23g(b)	24,6	28,7	46,7	0,0	5,5
Cala dell'Acqua (Ponza)	B2t	68,5	26,0	5,5	1,0	7,7
	C2Ca-1	96,0	4,0	0,0	63,4	8,1
	3	91,1	8,9	0,0	61,8	9,0
	2	95,0	5,0	0,0	20,7	8,7
	1	52,3	34,6	13,1	20,7	8,7
La Radica (Ponza)	A1	27,1	36,7	36,2	2,6	6,4
	C1	24,1	49,3	26,6	2,6	6,4
	IIC1	28,3	32,3	39,4	3,4	7,1
M.te Guarniere (Palmarola)		96,5	3,5	0,0	71,0	8,7
Cisterna romana (Palmarola)		94,1	5,9	0,0	62,3	8,3

composizione mineralogica e le caratteristiche tessiturali di tali sabbie; l'abbondante frazione calcarea, del tutto estranea alle rocce su cui poggiano, denuncia un'importante presenza di gusci di molluschi marini nella frazione sabbiosa. La frazione pesante (tab. 1) risulta essenzialmente costituita da pirosseni, localmente assenti o molto scarsi nelle vulcaniti su cui tali sabbie poggiano. Dal punto di vista granulometrico si tratta di sabbie fortemente selezionate di chiara origine eolica.

L'assenza di suoli evoluti al tetto di questi depositi e di livelli cementati, indica per questi sedimenti un'età piuttosto recente. Se si correlano alle eolianiti di Ponza, sono attribuibili al Pleistocene superiore.

1.4 Colluvi

Gran parte delle superfici a debole energia di rilievo sono coperte da una sottile coltre di depositi sabbioso-limosi massivi, di apparente natura eolica.

Un profilo (fig. 3) particolarmente significativo è stato osservato a quota 150 m lungo il sentiero che da Punta Scalo sale verso La Radica. A questa quota termina la parete strapiombante ed il versante si presenta debolmente inclinato. I profondi solchi che lo incidono evidenziano che la roccia ialoclastica in cui è tagliato risulta coperta da un sensibile spessore di limi sabbiosi in cui è stato descritto il profilo qui illustrato. La copertura è spessa 150 cm, e vi

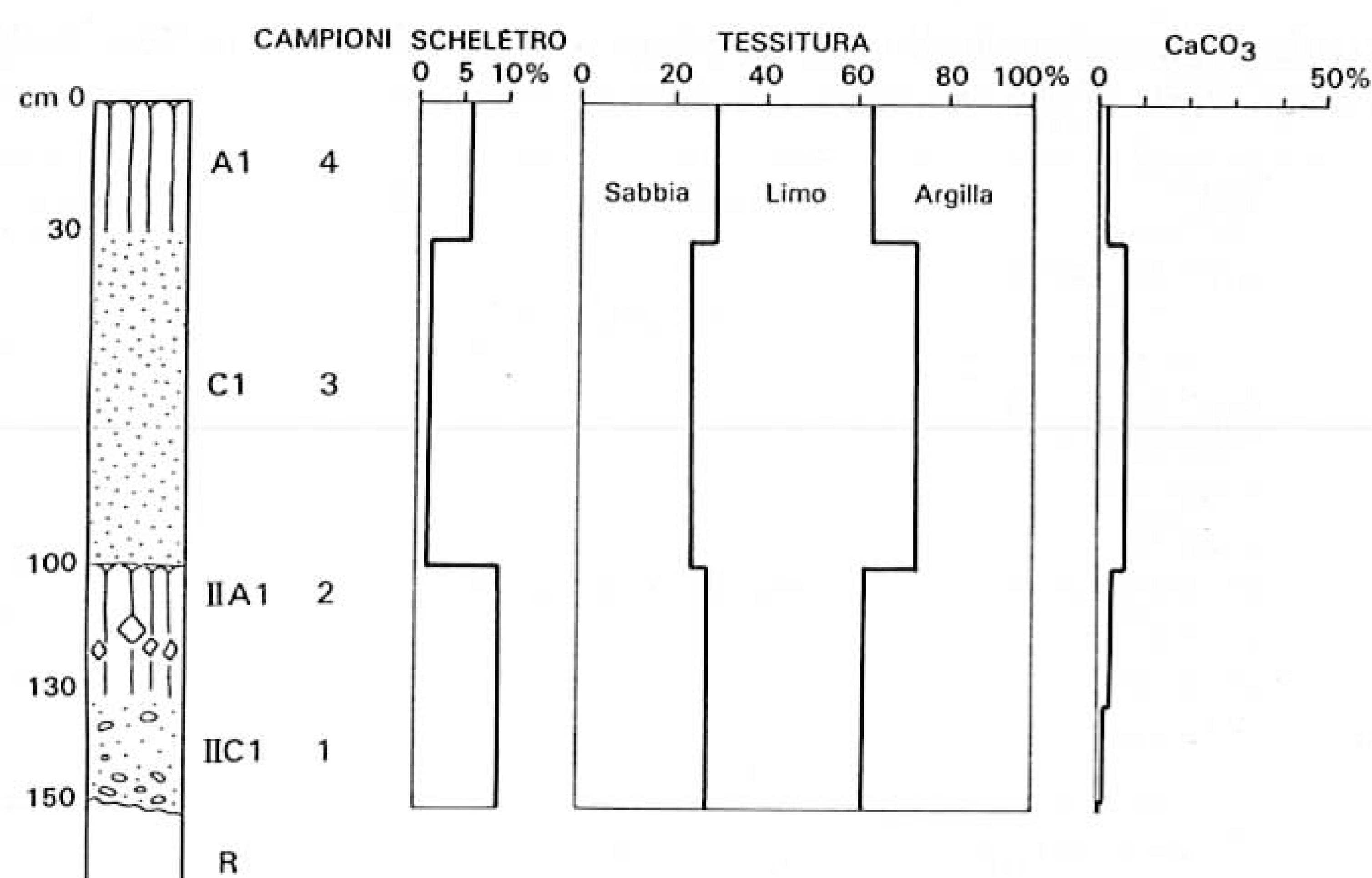


FIG. 3 - Pedomatografia del profilo di La Radica.

FIG. 3 - The pedomatography of the La Radica profile.

si distingue una bisequenza di orizzonti A1, C1, II A1, II C1, R. Il contenuto, sia pur lieve, di carbonato di calcio, nel suolo ed il fatto che include una sensibile frazione di pirosseni nelle sabbie indica che il sedimento di cui è costituito è estraneo alla roccia del substrato (tab. 1 e 2). Dal punto di vista tessiturale il deposito risulta formato da curve unimodali (fig. 4) moderatamente selezionate, del tutto simile a loess sabbiosi più volte segnalati nella letteratura (CREMASCHI, 1990). L'osservazione, tuttavia, all'interno di alcuni profili, di clasti, di carboni e talora di accenni alla stratificazione, suggeriscono piuttosto che i depositi loessici siano stati portati nella loro posizione attuale da processi colluviali. L'età di tale processo è incerta, in assenza di probanti date radiocarboniche. Data la presenza in questa parte dell'isola di molto materiale archeologico, specie d'età romana, si ipotizza che il colluvio possa essersi originato per deforestazione e parziale messa a coltura dell'area in questa età.

1.5 Ghiaie di Scalo

Sono ubicate sul versante orientale dell'isola, sia nella valletta compresa fra la Radica e Monte Guarniere, dove risultano sospese di alcune decine di metri, sia a Scalo, dove invece raggiungono quasi il livello del mare. Si tratta di ghiaie e sabbie organizzate in corpi lenticolari, definenti una stratificazione planare. I corpi ghiaiosi contengono scarsa matrice ed i clasti sono poco arrotondati. Risultano pertanto messi in posto da processi di *debris flow* in un momento in cui i versanti risultavano non protetti da una coltre arborea.

Non vi sono elementi per una datazione circostanziata di tali depositi; l'assenza, tuttavia, di cementazione e di suoli sviluppati al tetto, li fa ritenere piuttosto recenti. Essi sono oggi in attiva erosione e sospesi a varie altezze sul fianco orientale dell'isola, non sono quindi in equilibrio con l'attuale linea di costa, ma con un livello di base più basso, oggi sommerso. Situazione geomorfologica e signifi-

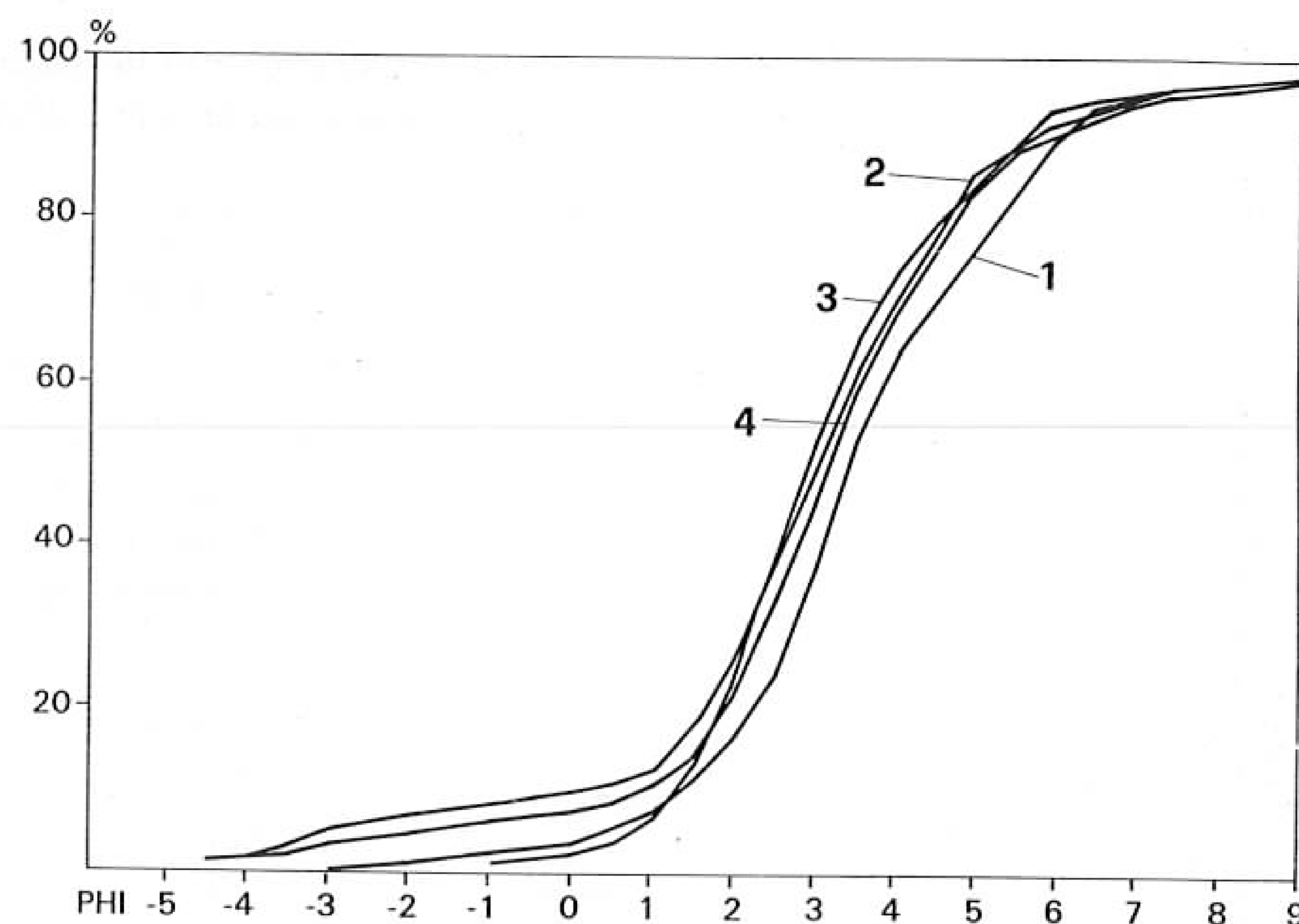


FIG. 4 - Curve granulometriche relative al profilo di La Radica. I numeri indicano i rispettivi campioni come ubicati nella figura precedente.

FIG. 4 - Grain size of the La Radica profiles. Numbers are indicative for sample location as indicated in fig. 3.

cato paleoambientale suggeriscono di attribuirli al Pleistocene superiore.

1.6 Depositi marini di Punta Viaggio

In detta località, sono stati rilevati (CARRARA & DAI PRA, 1992) due depositi marini, posti rispettivamente alle quote di 13-14 e 6 m s.l.m., rappresentati da conglomerati fossiliferi di spiaggia ed attribuiti all'Olocene sulla base di datazioni ^{14}C e di analisi del grado di epimerizzazione dell'isoleucina di gusci di molluschi in essi contenuti (tab. 3). Il deposito più elevato è stato soggetto a basculamento verso monte, mentre quello inferiore non è stato interessato da detto movimento. Entrambi i depositi hanno comunque subito un sollevamento di più metri, connesso probabilmente con movimenti tettonici surrezionali ancora in atto nell'isola. Al terrazzo più elevato può essere correlato un lembo di superficie di abrasione, incisa in sedimenti del Pliocene superiore, che raggiunge la quota di 10-15 m, a Est di San Silverio (fig. 1).

1.7 Depositi di spiaggia di San Silverio

Si tratta di un deposito di spiaggia, dello spessore visibile di 1-2 m circa, attualmente eroso dal mare. È costituito, a partire dal basso, da uno strato a ciottoli di vulcaniti, molto elaborati e classati (mediamente di 1-2 cm di diametro), sciolti, a stratificazione Pian-parallela, seguito verso l'alto da sedimenti sabbiosi con lenti ed orizzonti di ghiaie, anch'essi di natura esclusivamente vulcanica, contenenti scarsi frammenti di molluschi marini.

Il deposito è coperto da materiale detritico vulcanico non rielaborato ed eterometrico (da frammenti centimetrici a blocchi di 1 m circa di diametro), con scarsa matrice sabbiosa.

Il deposito non è stato datato, tuttavia, data la sua po-

TABELLA 3 - Età radiocarboniche e valori di epimerizzazione dell'isoleucina (D/L) di gusci di molluschi dall'arcipelago pontino e dall'Isola di Ventotene
 TABLE 3 - Radiocarbon datings and Isoleucine epimerization value of mollusc shells of the Pontinian Archipelago and of the Ventotene Island

N.	Camp.	Località	Specie	D/L*	¹⁴ C anni BP	Stadio isot. presunto
1	PNZ8	Ponza	<i>Helix</i> sp.	0.19 ± 0.003 (3)		5a/5c
2	PNZ6	«	«		> 33.000 (UD 364)	
3	PNZ23	Palmarola	<i>Arca</i> sp.	0.08 ± 0.02 (3)		1
4	PAL3	«	«	0.08 (1)		«
5	PAL5	«	<i>Glycymeris</i> sp.	0.083 (3)		«
6	PAL5	«	<i>Murex</i> sp.	0.08 (2)		«
7	PNZ23	«	<i>Glycymeris</i> sp.	0.11 ± 0.02 (3)	4630 ± 140 (GX 14007)	«
8	PAL4	«	«	0.11 (3)		«
9	PAL3	«	«	0.11 (2)		«
10	PAL4	«	<i>Arca</i> sp.	0.17 (1)		«
11	PAL1	«	<i>Thais</i> sp.		5520 ± 200 (UD 359)	«
12	PNZ23bis	«	<i>Patella</i> sp.	0.14 ± 0.001 (2)		«
13	PNZ33	Ventotene	<i>Helix</i> sp.	0.23 ± 0.003 (3)		5a/5c
14	PNZ34	«	<i>Pomatias elegans</i>	0.28 ± 0.028 (3)		«
15	PNZ30	«	<i>Helix</i> sp.	0.38 ± 0.025 (3)		5e

Aminoacid Geochronology Laboratory (Boulder Colorado University).

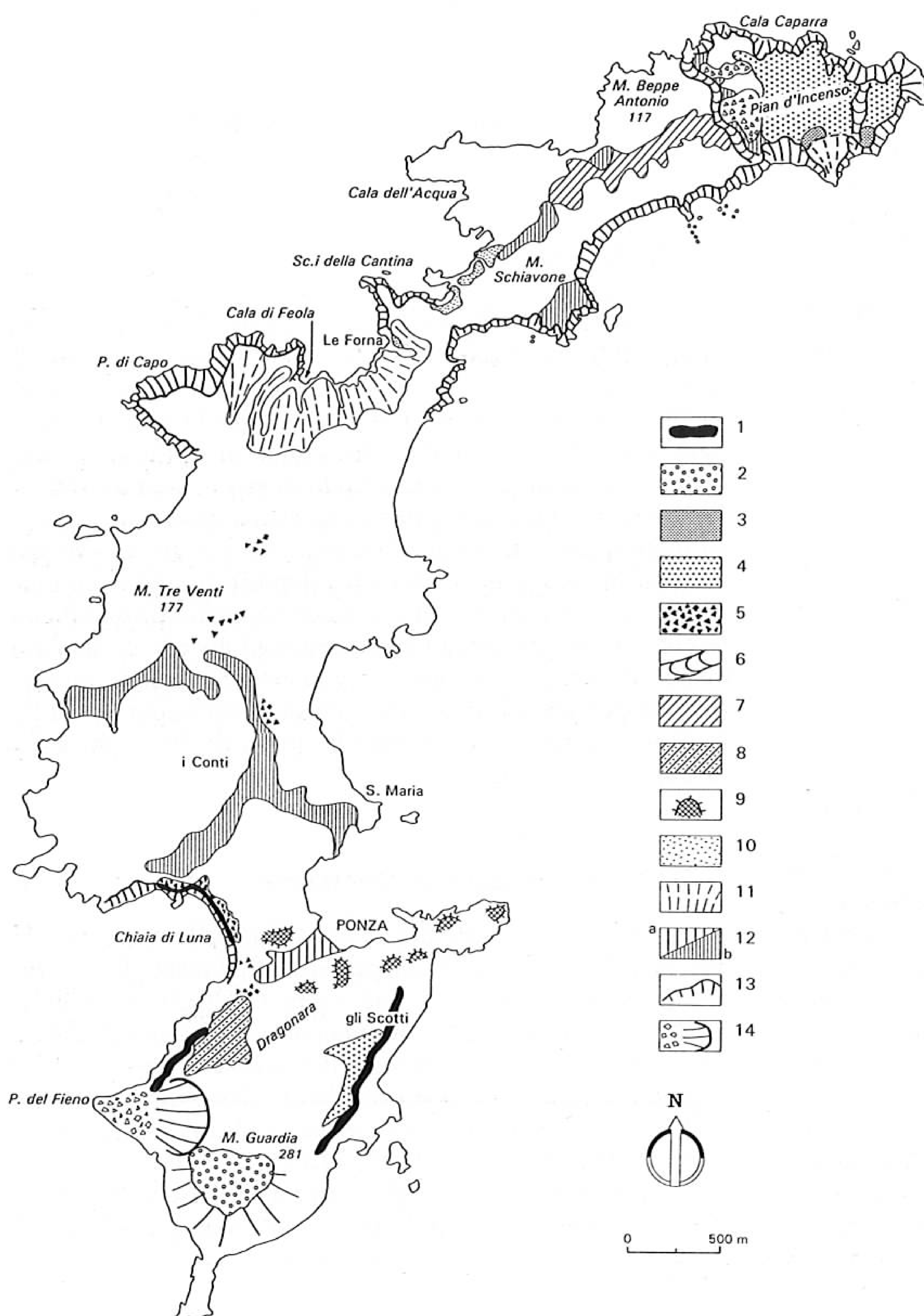


FIG. 5 - Carta delle forme e dei depositi quaternari dell'Isola di Ponza: 1) Spiaggia sepolta di Chiaia di Luna (2.1), 2) Superficie di M.te Guardia (2.2), 3) Breccia e paleofalesia di Pian d'Incenso (2.3), 4) Superficie di Pian d'Incenso (2.3), 5) Breccie cementate (2.4), 6) Incisioni vallive sospese, 7) Ghiaie di Monte Beppe Antonio (2.5), 8) Eolianiti di Dragonara (2.6), 9) Lembi della superficie di P. della Madonna (2.7), 10) Eolianiti di Cala dell'acqua (2.8), 11) Ghiaie di La Forna (2.9), 12a) Alluvioni di Ponza - Chiaia di Luna (2.11), 12b) Alluvioni oloceniche di fondo valle, 13) Scarpare principali, 14) Nicchia di distacco e frana di P. del Fieno.

FIG. 5 - Quaternary deposits and landforms of the Ponza Island: 1) Chiaia di Luna buried beach (2.1), 2) M.te Guarniere surface (2.2), 3) Pian d'Incenso breccia and cliff (2.3), 4) Pian d'Incenso abrasional surface (2.3), 5) Cemented breccia (2.4), 6) Hanging valley floors, 7) Monte Beppe Antonio gravel (2.5), 8) Dragonara aeolianite (2.6), 9) P. della Madonna surface strips (2.7), 10) Cala dell'Acqua aeolianites (2.8), 11) La Forna gravel (2.9), 12a) Ponza alluvial deposits (2.11), 12b) Holocene alluvial deposits in valley floors, 13) Main scarps, 14) P. del Fieno landslide.



FIG. 6 - Isola di Ponza: ghiaie della spiaggia sepolta di Chiaia di Luna (2.1).

FIG. 6 - Ponza Island Chiaia di Luna buried beach (2.1).

sizione stratigrafica e il carattere assolutamente non consolidato, sembra potersi ritenere più recente dei depositi di spiaggia olocenici sollevati di Punta Viaggio, ma di età anteriore alla spiaggia attuale. Il deposito detritico eterometrico che lo ricopre è connesso con processi di degradazione dei versanti, recenti ed attuali.

2. ISOLA DI PONZA

Anche quest'isola risulta dalla giustapposizione di edifici vulcanici in via di smantellamento a causa dell'erosione cui è andata soggetta dalla fine del Pleistocene inferiore. Forme e depositi riferibili alla morfogenesi quaternaria sono, se pur simili, più numerosi e complessi di quelli osservati sull'isola di Palmarola (fig. 5).

2.1 Depositi litorali sepolti di Chiaia di Luna

La sequenza descritta da SEGRE (1956) in località Gli Scotti affiora anche sopra la falesia di Chiaia di Luna, a circa 80 m di quota, dove si osserva, alla base, un deposito di spiaggia di 1-2 m di spessore, a grossi clasti vulcanici arrotondati, seguito da sabbie massive di colore giallastro, localmente rubefatte, con sottili livelli ghiaiosi dello spessore complessivo di 2 m. Segue un banco di 2 m circa di materiale cineritico biancastro a pomice, sormontato da un altro deposito di spiaggia a grossi ciottoli arrotondati (fig. 6), a loro volta, nell'area di Monte Guardia sepolti da ulteriori depositi vulcanici. Localmente, la sequenza descritta è troncata da una superficie di erosione sulla quale, in discordanza angolare, poggia un deposito detritico irregolarmente stratificato, dello spessore di 3-4 m, costituito da banchi di clasti spigolosi, grossolani, alternati a strati di materiale detritico più fine, legati da matrice arenaceo-siltoso-argillosa di color bruno rossastro (5YR5/4) con screziature manganesifere, appartenente all'unità «brecce cementate», descritta nel paragrafo 2.4.

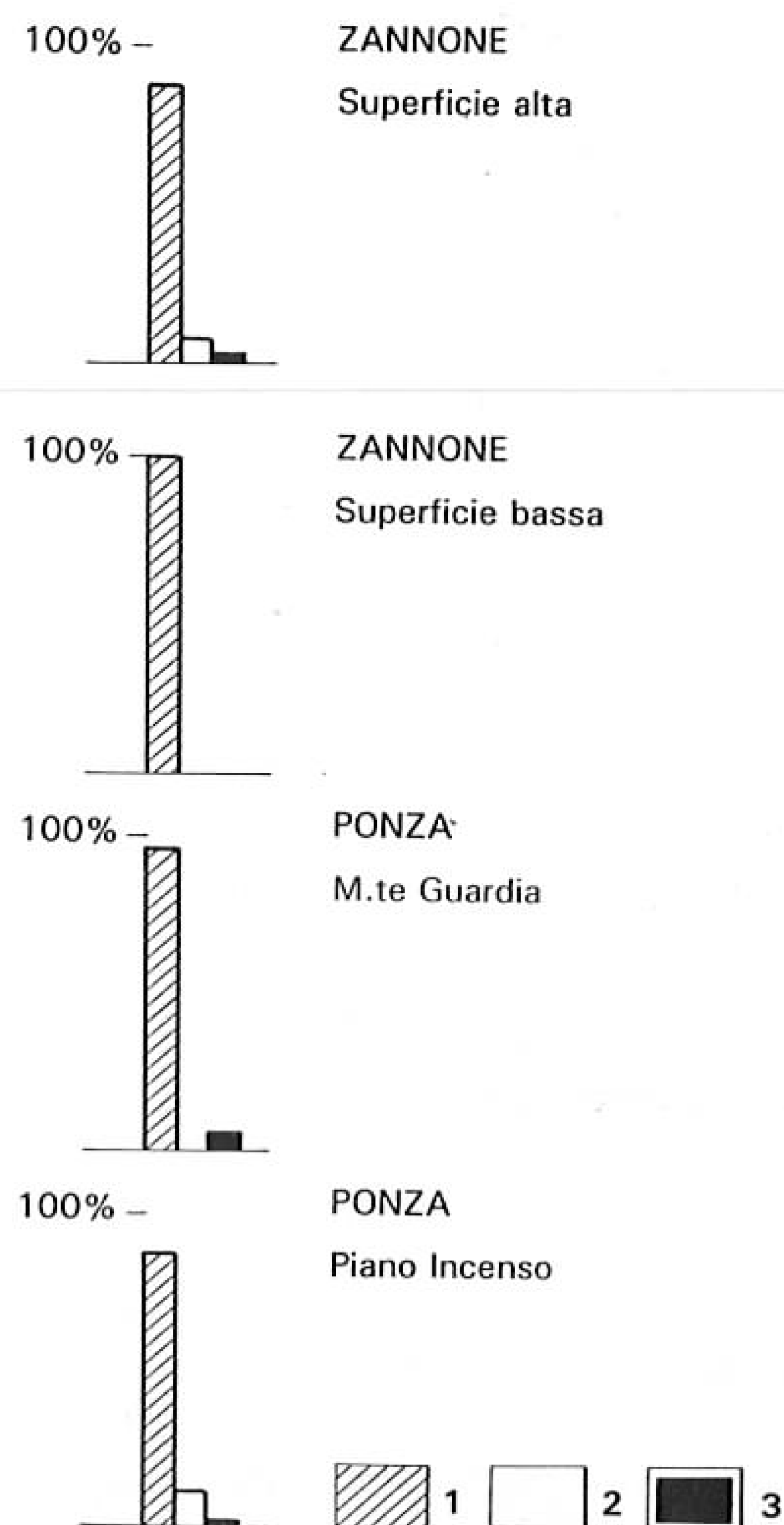


FIG. 7 - Composizione litologica dei ciottoli spiaggiati delle superfici di abrasione dell'arcipelago pontino: 1) Vulcanici, 2) Rocce sedimentarie, 3) Selci.

Fig. 7 - Lithology of the beach gravel from the abrasional surfaces in the Pontinian Archipelago. 1) Volcanic rocks, 2) Sedimentary rocks, 3) Chert.

La trasgressione marina e il relativo deposito, attribuiti da SEGRE (1956) al Pliocene, sono posteriori al substrato vulcanico riolitico messi in posto in ambiente subacqueo, ma precedono la deposizione dei prodotti alcalino-potassici subaerei di Monte Guardia. Al substrato riolitico viene attribuita da SAVELLI (1987) un'età pliocenica, mentre i prodotti di Monte Guardia sono datati 1,1-1,2 Ma, quindi appartengono alla parte alta del Pleistocene inferiore. La trasgressione marina e il relativo deposito potrebbero essere inseriti nello hiatus fra le due fasi vulcaniche, attribuito a 1,75 Ma (SAVELLI, 1987), ed essere, quindi, collocati al passaggio Pliocene/Pleistocene inferiore.

2.2 Superficie di abrasione di Monte Guardia, a m 270 sul.l.m.

La vasta spianata sommitale di Monte Guardia, intagliata nella roccia trachitica, conserva a tratti lembi discontinui di un paleosuolo rubefatto. Su di essa si rinvennero numerosi ciottoli, fortemente arrotondati, costituiti da vulcanici e selci (fig. 7). La superficie pianeggiante e i ciottoli ad essa associati sono interpretati come i resti di un'antica superficie di abrasione marina.

L'età di detta superficie è posteriore a 1,1-1,2. Ma ed è attribuita al tardo Pleistocene inferiore per confronto alla successiva superficie di abrasione di Pian d'Incenso.

2.3 Superficie di abrasione e paleosuolo di Pian d'Incenso

La morfologia insolitamente pianeggiante dell'estremità

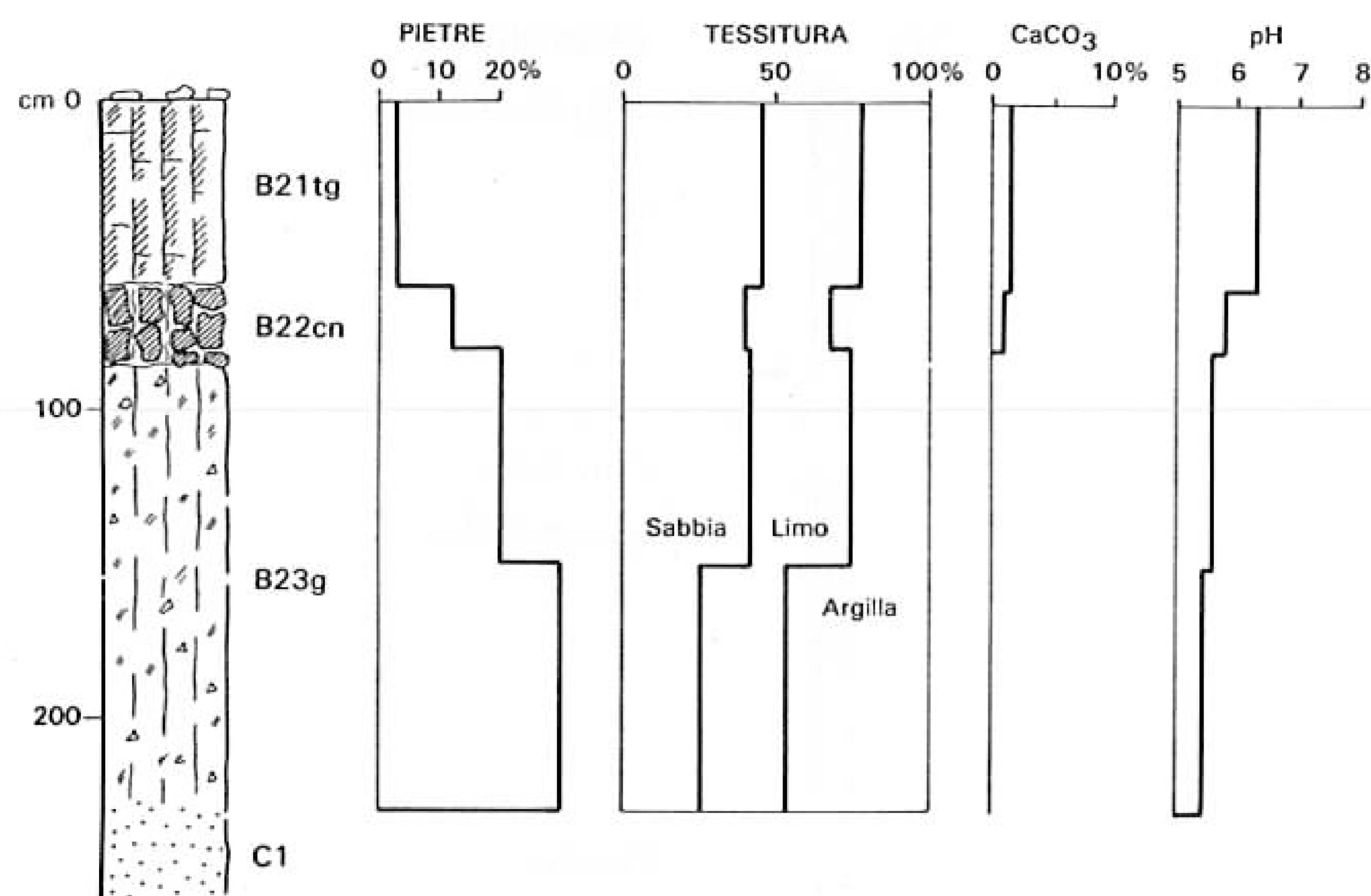


FIG. 8 - Profilo ed analisi di routine relative al paleosuolo di Pian d'Incenso.

FIG. 8 - Profile and routine analyses of the Pian d'Incenso paleosol.

orientale dell'isola è determinata dalla presenza di un'ampia superficie d'abrasione a Pian d'Incenso, delimitata dalla precipite scarpata di erosione marina e separata dal resto dell'isola da una profonda valle decapitata orientata N-S (fig. 5). Un'altra valle meno incisa, a questa parallela, taglia la superficie nella sua parte mediana. La superficie di abrasione è leggermente inclinata verso SE, mentre al margine NO è conservato per breve tratto un lembo dell'antica fallesia. Questa è ricoperta da una breccia cementata a clasti spigolosi tra i quali, tuttavia, è stato osservato qualche ciottolo arrotondato, di litologia silicea, proveniente dalla demolizione di una più antica spiaggia. Anche sulla superficie di Pian d'Incenso sono stati raccolti numerosi ciottoli di diametro centimetrico, fortemente arrotondati, formati in ambiente di spiaggia. Le vulcaniti costituiscono ancora il litotipo dominante, ma abbondanti sono i calcari silicizzati e le selci (fig. 7).

Pur affiorando per gran parte della superficie la roccia del substrato, a luoghi tuttavia, sono state osservate delle coperture pedologiche spesse più di due metri (fig. 8). Si tratta di un paleosuolo con profilo articolato negli orizzonti B21tg, B22cn, B23g, C1. L'orizzonte B21tg, di tessitura argillosa, è fortemente strutturato, rubefatto (Hue 2.5YR) e con accentuati noduli ferromanganesiferi ai margini dei poliedri che costituiscono la struttura; manifesta pertanto i caratteri generalmente descritti come «*plintite*». L'orizzonte B22cn, ricco di concrezioni manganesifere, si sovrappone all'orizzonte B23g, fortemente screziato e ricco in argilla, che fa transizione graduale alla roccia profondamente alterata con caratteri di saprolite.

La composizione in minerali pesanti (tab. 1) indica una generale forte alterazione avvenuta a carico dello scheletro del suolo con una evidente prevalenza dei minerali stabili (zirconio, tormalina, ossidi di titanio) su quelli instabili (pirosseni, epidoti). Si osserva tuttavia un decremento di quest'ultimo gruppo (pirosseni, epidoti) verso il basso ed una loro scomparsa al di sotto dell'orizzonte B22cn. È probabile che i minerali augitici testimonino un apporto eolico alla superficie del suolo. Tale spiegazione forse non è sufficien-

te per i minerali metamorfici (specialmente il glaucofane e il distene) in genere assenti nelle sabbie eoliche osservate sulle Isole Pontine. Questi potrebbero derivare da un'antica copertura di sedimenti costieri alimentati anche dalle metamorfiti di Zannone, in gran parte asportate dall'erosione, di cui le ghiaie spiaggiate sono un'ultima testimonianza.

Sul versante nord-orientale di Monte Guardia, presso l'abitato di Ponza, è presente una superficie pianeggiante compresa tra le quote di 100 e 120 m, che è interpretabile come una superficie di abrasione marina, correlabile con quella di Pian d'Incenso. Al suo margine meridionale infatti, un paleosuolo di colore rosso (2.5YR4/6) con diffuse screziature nerastre di Mn e patine di argilla, a struttura prismatica fortemente espressa, con caratteristiche identiche a quello di Pian d'Incenso evolve sulle vulcaniti. Il suo tetto risulta troncato per erosione ed ha andamento discontinuo. È sepolto da depositi colluviali dello spessore di alcuni metri, con clasti vulcanici crescenti in numero verso l'alto, immersi in matrice siltoso-argillosa di color bruno rossastro (5YR5/4), a loro volta sensibilmente pedogenizzati e ricoperti da altri depositi colluviali di spessore decimetrico di tessitura sabbiosa e di colore bruno.

Le caratteristiche del paleosuolo di Pian d'Incenso e del lembo di Ponza richiamano da vicino i paleosuoli denominati a «*plintite*», segnalati in numerosi siti dell'Italia centro-meridionale, su superfici del Pleistocene inferiore o del Pleistocene medio antico, per i quali è generalmente ipotizzato un inizio di pedogenesi a partire dal Pleistocene medio (BARTOLINI & *alii*, 1984; CREMASCHI & SEVINK, 1987; CAROBENE & DAI PRA, 1991). La superficie di abrasione di Pian d'Incenso ed i lembi correlati debbono essersi pertanto formati in un intervallo di tempo collocabile tra la fine del Pleistocene inferiore e la prima parte del Pleistocene medio.

2.4 Breccie cementate

Sono state osservate in diversi punti dell'isola. Si rinvenivano in lembi discontinui ed isolati e sono costituite da ghiaie a spigoli vivi, a supporto di matrice, e sono fortemente cementate. Dove non troppo erose, conservano al tetto evidenze di forte alterazione pedogenetica assai simile a quella descritta per Pian d'Incenso, seppure in fase più erosa.

È probabile che i diversi lembi di breccia raccolti in questa unità siano di età diversa; almeno in un caso, tuttavia, la breccia riveste il versante inciso nella superficie di abrasione di Pian d'Incenso ed è, quindi, posteriore ad essa.

A queste breccie si possono probabilmente associare gli accumuli di materiale detritico eterometrico, breccioide, più o meno grossolano, descritti nell'unità 2.3, ai punti b) e c) e quelli che affiorano in discordanza sui depositi marini dell'unità 2.1 in località Chiaia di Luna.

2.5 Ghiaie di Monte Beppe Antonio

Si tratta di un corpo ghiaioso, tabulare, ospitato all'interno della vallecchia nella quale corre l'unica strada asfaltata della parte nord-orientale dell'isola. Il corpo ghiaioso è orientato E-O, il suo tetto si trova a circa 50 m s.l.m. ed ha uno spessore osservato di 8 m. Ad Est risulta sospeso sul paleoalveo di Cala Gaetano, mentre ad Ovest è tagliato

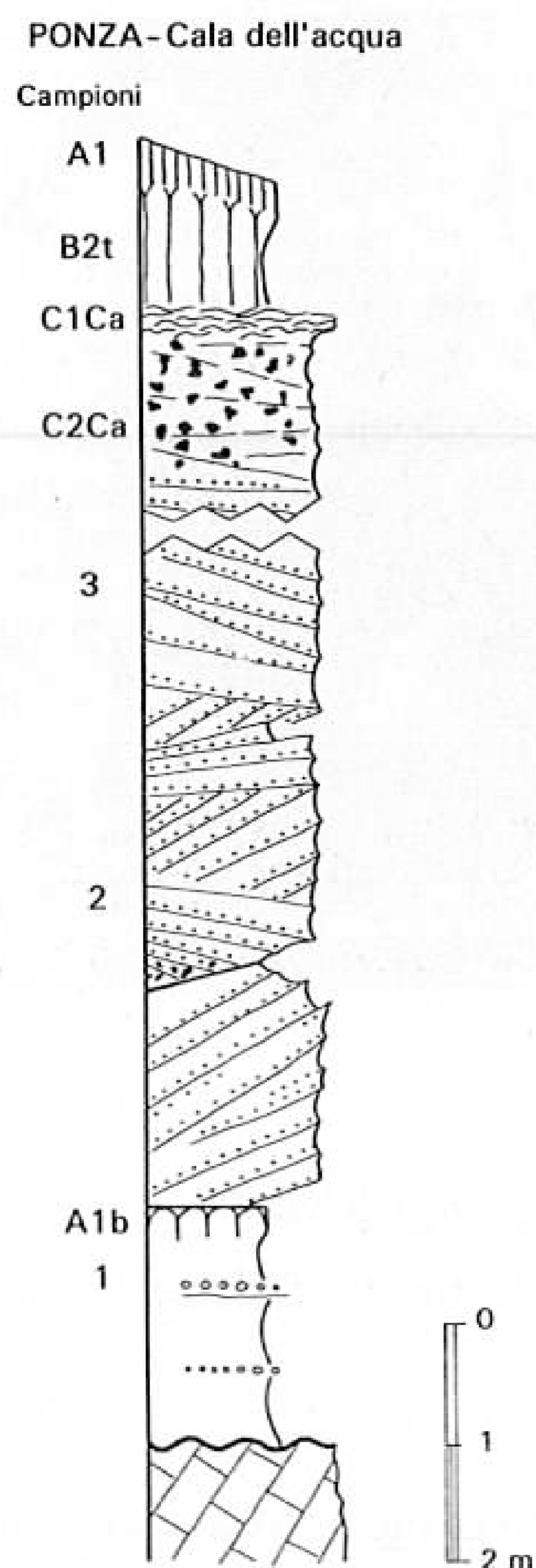


FIG. 9 - Sequenza stratigrafica delle eolianiti di Cala dell'Acqua.

FIG. 9 - Stratigraphic sequence at Cala dell'Acqua.

dall'attuale scarpata di erosione marina. È costituito da ghiaie arrotondate di medie dimensioni e sabbie fortemente cementate, organizzate in corpi lenticolari, in genere massivi, a stratificazione planare non parallela. La loro sommità è erosiva e non conserva tracce evidenti di paleosuoli.

I depositi fluviali di Monte Beppe Antonio costituiscono delle barre fluviali di un corso d'acqua a canali anastomosati, depositati all'interno di una valle a debole inclinazione e rappresentano l'ultimo lembo di un corso d'acqua assai maturo, drenante probabilmente a N, il cui bacino di alimentazione ed un tratto a valle sono stati oggi completamente asportati dall'erosione litorale.

Gli elementi morfologici, nonché il grado di forte cementazione dei clasti, fanno pensare ad una elevata antichità dei depositi. I rapporti geometrici con le eolianiti di Cala dell'Acqua (2.8) e le ghiaie di Le Forna (2.9) suggeriscono un'attribuzione al Pleistocene medio.

2.6 Eolianiti di Dragonara.

Rivestono parte del versante settentrionale di Monte Guardia, dove sono state osservate tra le quote 200 e 65 m sul l.m., con spessori di alcuni metri. Si tratta di sabbie fortemente cementate, di colore bruno-rosso, talora screziate, alterate al tetto da un suolo relitto rubefatto di cui sono conservati lembi discontinui di orizzonte argillico fortemente strutturato di colore bruno rossastro (5YR5/3).

Cementazione e presenza di paleosuolo al tetto suggeriscono di attribuire questi depositi ad età anteriore al Pleistocene superiore.

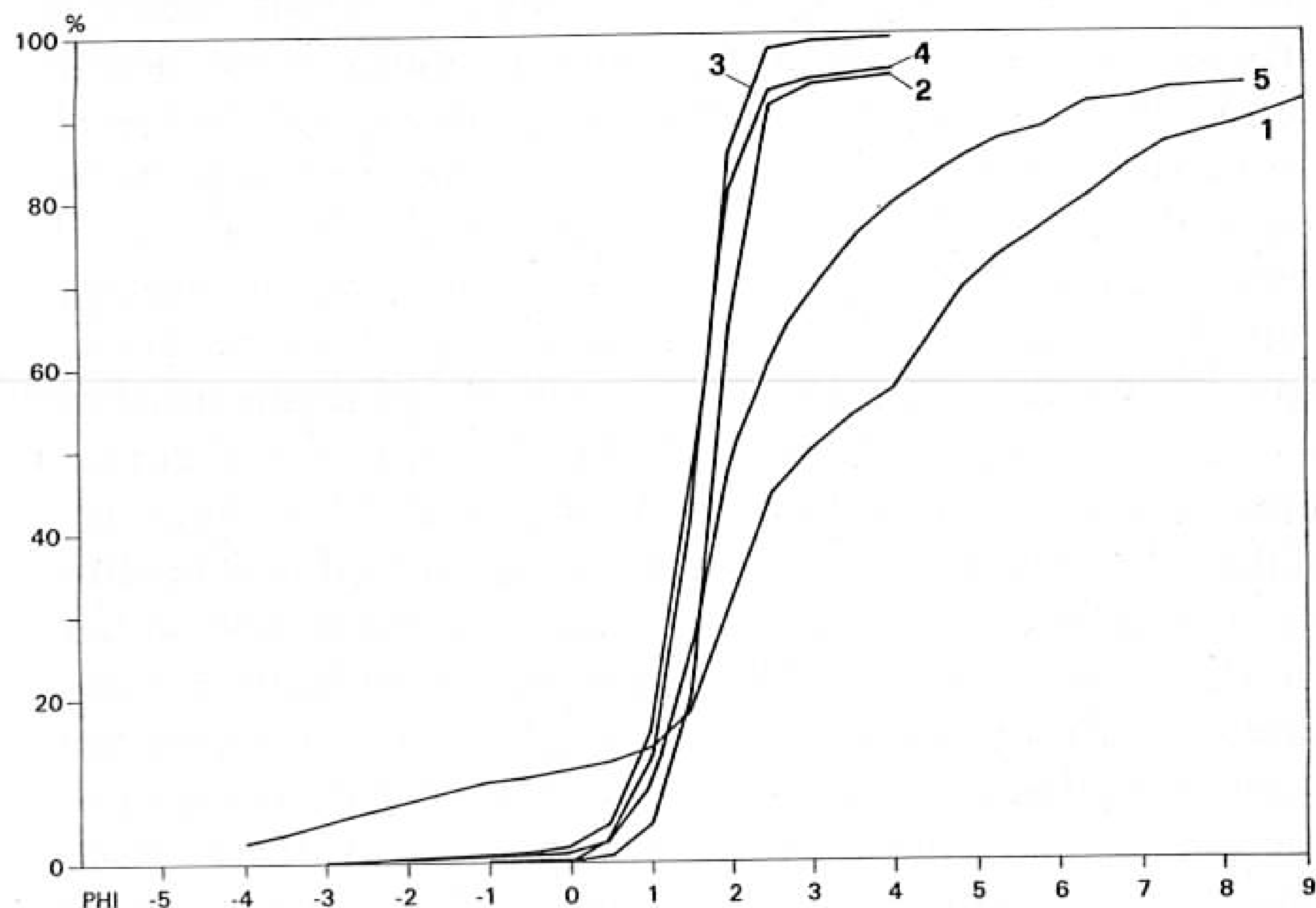


FIG. 10 - Curve granulometriche relative alla successione stratigrafica di Cala dell'Acqua.

FIG. 10 - Grain size of the Cala dell'Acqua deposits.

2.7 Superficie di abrasione di P. della Madonna

Una superficie pianeggiante, compresa tra i 45 e 50 m s.l.m., è presente nella parte meridionale dell'isola, dove affiora in modesti lembi alle spalle dell'abitato di Ponza fino in località S. Maria. Su detti lembi non sono stati trovati depositi di alcun tipo, anche a causa dell'intensa antropizzazione, ad eccezione di modeste placche di un sedimento siltoso-argilloso grigiastro di natura colluviale, simile a quello descritto al tetto dell'unità 2.3.

2.8 Eolianiti di Cala dell'Acqua

Si tratta di sabbie medie e grossolane, da debolmente a fortemente cementate, alloggiato sul ripido versante al fondo della Cala. Si trovano a partire dalla strada che corre sul crinale, alla quota di circa 50 m. e sono sospese di 10 m sul livello del mare, sulla ripida parete costituente l'attuale linea di costa.

A Cala dell'Acqua (fig. 9) le eolianiti risultano particolarmente ben esposte: la successione appoggia su di una superficie di erosione tagliata nelle ialoclastiti, sulle quali si osserva un crostone calcareo grigiastro, a luoghi compatto a luoghi vacuolare, dello spessore variabile da alcuni centimetri a 1-2 dm. Seguono sabbie limose massive, dello spessore di 1-2 m, di colore bruno oliva chiaro (2.5Y5/4), contenenti lenti planari di ciottoli vulcanici centimetrici, subarrotondati, frammenti spigolosi della ialoclastite del substrato e numerosi gusci di gasteropodi terrestri. Al tetto di dette sabbie si osserva un suolo sepolto (A1b) di colore bruno giallastro scuro (10YR4/4) debolmente strutturato, che presenta un limite abrupto-planare con la parte superiore della successione.

Questa è composta da sabbie eoliche debolmente cementate nella parte inferiore, con grado di cementazione crescente verso l'alto, con alla base un orizzonte sabbioso sciolto ricco di gasteropodi terrestri (*Pomatias elegans* e *Helix* sp.). Detti sedimenti formano corpi lenticolari immer-

genti in genere verso Ovest, composti di sabbie medie e grossolane, talori contenenti sporadici ciottoli. Le sabbie sono composte da sets di lamine che immergono da Ovest verso Nord con angoli da 30 a 40°. Hanno tessitura relativamente grossolana e sono ben classate (fig. 10, tab. 2). Il tetto delle sabbie è generalmente erosivo, ma al margine NE dell'unità, lungo la strada di accesso ad una cava, il tetto è conservato e consiste di un suolo debolmente rubefatto articolato negli orizzonti A1, Bt, C1Ca, C2Ca, il cui solum misura 1,5 m di spessore. L'orizzonte A1 include manufatti litici in selce ed ossidiana e ceramica di età neolitica; l'orizzonte Bt, di tessitura franco-sabbiosa, spesso 0,7 m, di colore bruno (7.5YR), aggregazione poliedrica angolare, manifesta rivestimenti di argilla ben sviluppati nei vuoti e sugli aggregati. L'orizzonte calcico presenta un primo sottorizzonte fortemente cementato, a struttura lamellare discontinua, orientata parallelamente al versante, di spessore decimetrico ed un secondo sottorizzonte, più spesso, di sabbia meno cementata, dominato da noduli rizoforni, passante gradualmente alla sabbia laminata, le cui strutture sono progressivamente meglio conservate con la profondità.

Mentre le sabbie limose e il suolo sepolto della parte inferiore della successione eolianitica sono costituite esclusivamente da materiale vulcanico più o meno alterato (pomici, scorie, sanidino, pirosseni, frammenti di vetro), i sedimenti eolici veri e propri sono costituiti principalmente da materiale organogeno molto frusto per trasporto (frammenti di lamelli-branchi e gasteropi marini, radioli di echinidi, coralli, foraminiferi, rari ostracodi e frammenti di molluschi continentali) e da materiale vulcanico, in granuli da subangolosi ad arrotondati, con superfici lucide picchettate e/o smerigliate opache.

In accordo con SEGRE (1952), questi depositi sono interpretati come duna eolica di ostacolo.

Le eolianiti appaiono in equilibrio con una linea di costa assai più bassa dell'attuale poiché sono in via di smantellamento da parte dell'attuale erosione marina. La debole cementazione conferma l'interpretazione stratigrafica proposta dalla letteratura che le vuole depositate nel Pleistocene superiore. Una conferma di tale età viene fornita da una datazione ^{14}C su *Helix sp.* che ha dato un'età maggiore di 33.000 anni dal Presente e da analisi dell'epimerizzazione dell'isoleucina di gusci di gasteropodi terrestri presenti alla base delle eolianiti, tra cui *Helix* datate col ^{14}C (tab. 3), che hanno dato valori D/L compresi tra 0,16 e 0,19, valori che cadono tra l'Aminozona A (Olocene) e l'aminozona C (Substadi 5a/5c, fine dell'ultimo interglaciale; HEARTY & DAI PRA, 1992). Il suolo al tetto della successione rappresenta il prodotto della pedogenesi sviluppatasi tra la fine del Pleistocene e l'Olocene antico, prima degli interventi di disboscamento e di coltivazione.

2.9 Ghiaie di Le Forna

Sono ghiaie da debolmente a mediamente cementate, che rivestono il versante settentrionale dell'isola, limitatamente alla Cala di Feola, dove raggiungono spessori fino a 5 m, e da quota 133 m s.l.m. giungono all'attuale linea di costa, essendo sospese talora fino a 10 m sul livello del mare attuale. Sono costituite da ghiaie massive a supporto di matrice a monte;

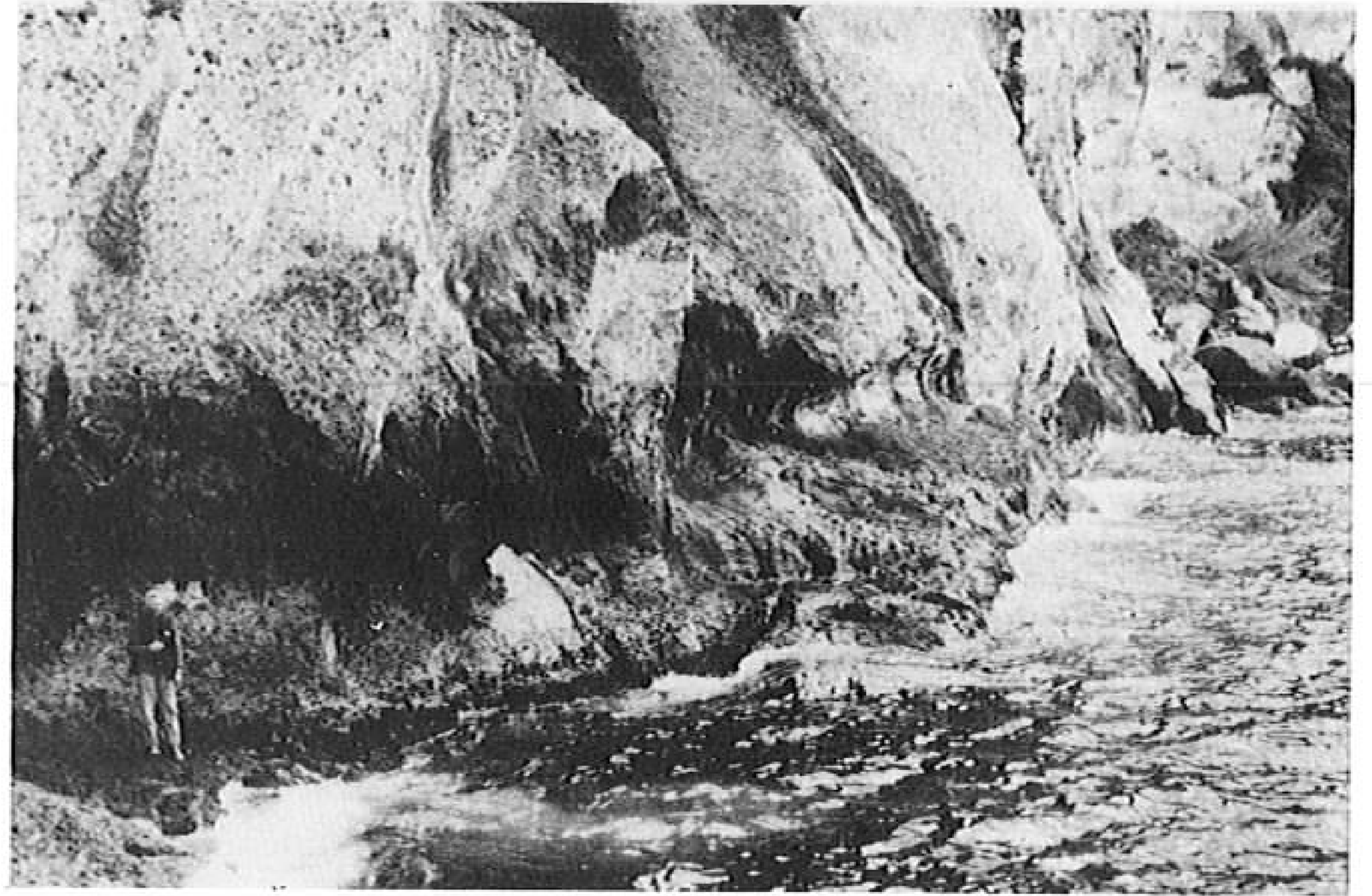


FIG. 11 - Isola di Ponza: solco di battente a + 3 m s.l.m. a Cala dell'Acqua.

FIG. 11 - Ponza Island, the notch lying 3 m.a.s.l. at Cala dell'Acqua.

verso valle compare progressivamente una stratificazione discontinua, planare, definente corpi lenticolari. I clasti sono di dimensioni minori e più arrotondati e la matrice è più scarsa. Presso le Forna ad esse si giustappone un piccolo affioramento di sabbie eoliche. In questa stessa località, al tetto della formazione, è stato osservato un suolo costituito dagli orizzonti A, Bt, CCa. L'orizzonte Bt risulta spesso 0,7 m, è di colore bruno scuro (7.5YR4/4), presenta patine di argilla; alla base con passaggio chiaro vi è un orizzonte C Ca nodulare, di spessore decimetrico. Si tratta dello stesso suolo che è sviluppato al tetto delle eolianiti di Cala dell'Acqua.

Le ghiaie di La Forna debbono ritenersi messe in posto da meccanismi di *debris flow*, avvenuti in condizioni di versanti denudati e con livello di base più basso dell'attuale, e, quindi, linea di costa più arretrata dell'attuale. I rapporti geometrici con le eolianiti di Cala dell'Acqua e lo stesso suolo che le ricopre indicano che le due unità si sono formate nello stesso periodo.

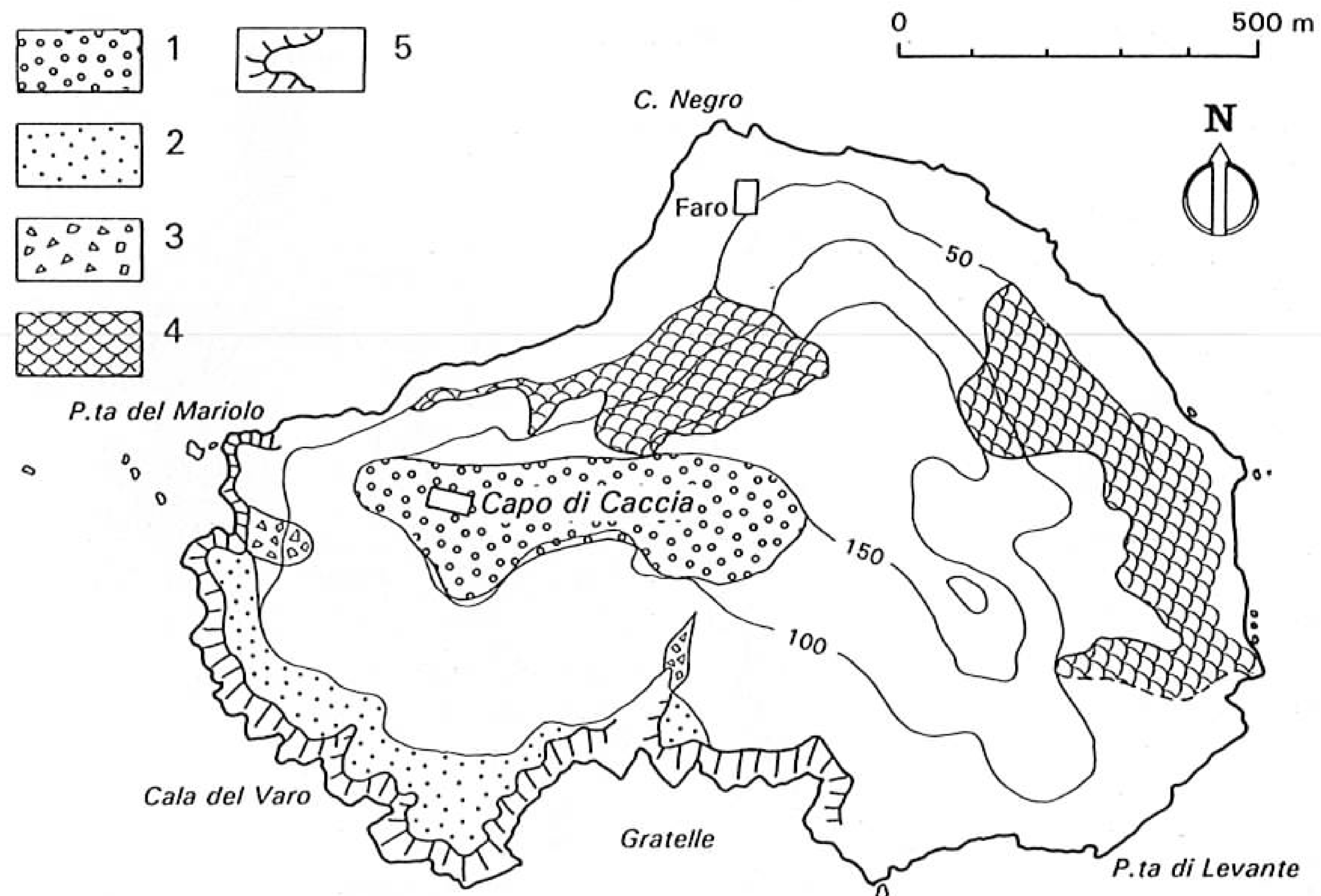
2.10 Solco di battente di Cala dell'Acqua

Un solco di battente è inciso nelle vulcaniti della parete strapiombante, a quota inferiore a quella della base del corpo eolianitico descritto precedentemente. Pur presentando soluzioni di continuità, esso si estende per alcune decine di metri, mostra un'altezza di 50 cm e una profondità di 40 cm circa, e presenta la massima concavità a 3 m sopra il livello del mare attuale (fig. 11). Verso il centro della cala, si osserva, inoltre, una piattaforma di abrasione ben sviluppata, incisa nel substrato vulcanico, ad una quota di circa 3 m s.l.m. che può essere correlata al solco. Anche sul lato settentrionale di Cala di Feola si osservano alcuni relitti riconducibili ad un solco di battente quasi smantellato dall'erosione, posti alla medesima quota (3 m circa s.l.m.), di quelli descritti.

Poiché il solco di battente descritto è inciso nella falesia che tronca le eolianiti, deve considerarsi posteriore a queste e va riferito alla risalita olocenica del livello marino.

FIG. 12 - Carta dei depositi e delle forme quaternarie dell'Isola di Zannone: 1) Superficie di Capo di Caccia (3.1), 2) Superficie e deposito di spiaggia di Grotelle, 3) Breccie (3.3), 4) Depositi di frana (3.4), 5) Scarpate principali.

FIG. 12 - Quaternary deposits and landforms of the Zannone Island. 1) Capo di Caccia abrasional surface (3.1), 2) Grotelle abrasional surface and beach deposits (3.2), 3) Breccia (3.3), 4) Landslide deposits (3.4), 5) Main scarps.



L'esistenza di un solco di battigia olocenico a quota + 3 m suggerisce che l'isola abbia subito, almeno localmente, sollevamenti verticali recenti, poiché il livello del mare nell'Olocene, secondo gli autori (PASKOFF & SANLAVILLE, 1983; DAI PRA & HEARTY, 1989; ANTONIOLI & FREZZOTTI, 1989), non ha mai oltrepassato il livello del mare attuale.

2.11 Alluvioni di Ponza

Questi sedimenti affiorano, con una potenza di alcuni metri, sul fondo della vallecchia orientata ENE-OSO, che da Ponza porta alla spiaggia di Chiaia di Luna. Sono costituiti principalmente da ghiaie da medie a grossolane, a supporto di matrice, debolmente cementate, a stratificazione irregolare e discontinua, che presenta una leggera immersione verso Ovest. I clasti, costituiti da vulcaniti, sono spigolosi fino a subarrotondati. Al tetto della sequenza descritta, interessata da una superficie di erosione, si osserva un suolo di 60-70 cm di spessore, di colore bruno scuro (7.5YR3/2).

I sedimenti non raggiungono la spiaggia e sembrano essere sospesi di alcuni metri sul livello del mare attuale. La loro messa in posto è dovuta in parte a meccanismi di *debris flow* su versanti ripidi, in parte a trasporto per opera di acque incanalate. Non è dato determinare l'età di detto deposito; potrebbe essere correlato, sulla base di caratteri simili, alle ghiaie di Le Forna (2.8), ma potrebbe anche essere più recente.

A questo elenco delle unità quaternarie dell'isola vanno aggiunti i riempimenti del fondo valle del fosso Linguana e i corpi di frana legati all'erosione marina, ad esempio il grande accumulo di frana di P.ta del Fieno di età olocenica.

3. ISOLA DI ZANNONE

Morfologicamente assai meno articolata delle altre isole dell'arcipelago pontino, Zannone è nota alla letteratura geologica per conservare un lembo di rocce metamorfiche

e sedimentarie pre-pleistoceniche al di sotto delle vulcaniti. Al contrario le evidenze di morfogenesi e sedimentazione quaternaria vi sono molto scarse (fig. 12).

L'isola mostra un profilo morfologico asimmetrico: i versanti settentrionale ed orientale sono molto ripidi, mentre quello meridionale è dolce, fin quasi pianeggiante. Ciò è dovuto al modellamento operato dall'azione del mare che vi ha prodotto due superfici di abrasione evidenti.

3.1 Superficie di abrasione di Capo di Caccia

Sul versante meridionale dell'isola, tra le quote 125 e 100 m sul l.m., è presente un ripiano morfologico, inciso nelle vulcaniti, che conserva lembi discontinui di orizzonte argilloso rubefatto e screziature rossastre, interpretato come un lembo di paleosuolo relitto. In esso si raccolgono ciottoli molto arrotondati, con diametro massimo da 1 a 3 cm, costituiti non solo da vulcaniti, ma anche di rocce sedimentarie e metamorfiche. Sono presenti, inoltre, lungo l'isoipsa di 125 m, forme di erosione marina, rappresentate da piccoli faraglioni alti qualche metro, modellati nelle vulcaniti.

Data la presenza di dette forme, di ciottoli spiaggiati e di lembi di paleosuolo, la superficie di Capo di Caccia è interpretata come una superficie fortemente rimodellata, attribuibile verosimilmente a una fase di abrasione marina correlabile con quella di Pian d'Incenso-Ponza.

3.2 Superficie e deposito di spiaggia di Grotelle

In detta località è presente una superficie di abrasione che si estende lateralmente per circa 700 m, il cui margine interno si mantiene a una quota massima di 45 m. Su di essa appoggia un deposito di ciottoli di diametro fino al decimetro, legati da scarsa matrice sabbiosa grossolana. Lo spessore del deposito è variabile da alcuni decimetri a 2 m. I ciottoli sono costituiti esclusivamente da vulcaniti e sono caratterizzati da indici di smussamento, appiattimento e sfericità tipici dell'ambiente marino (CARRARA, 1981). Il deposito di spiaggia, attribuito dubitativamente al Tirreniano (SEGRE, 1953-54), è coperto localmente dalle breccie sottodescritte.

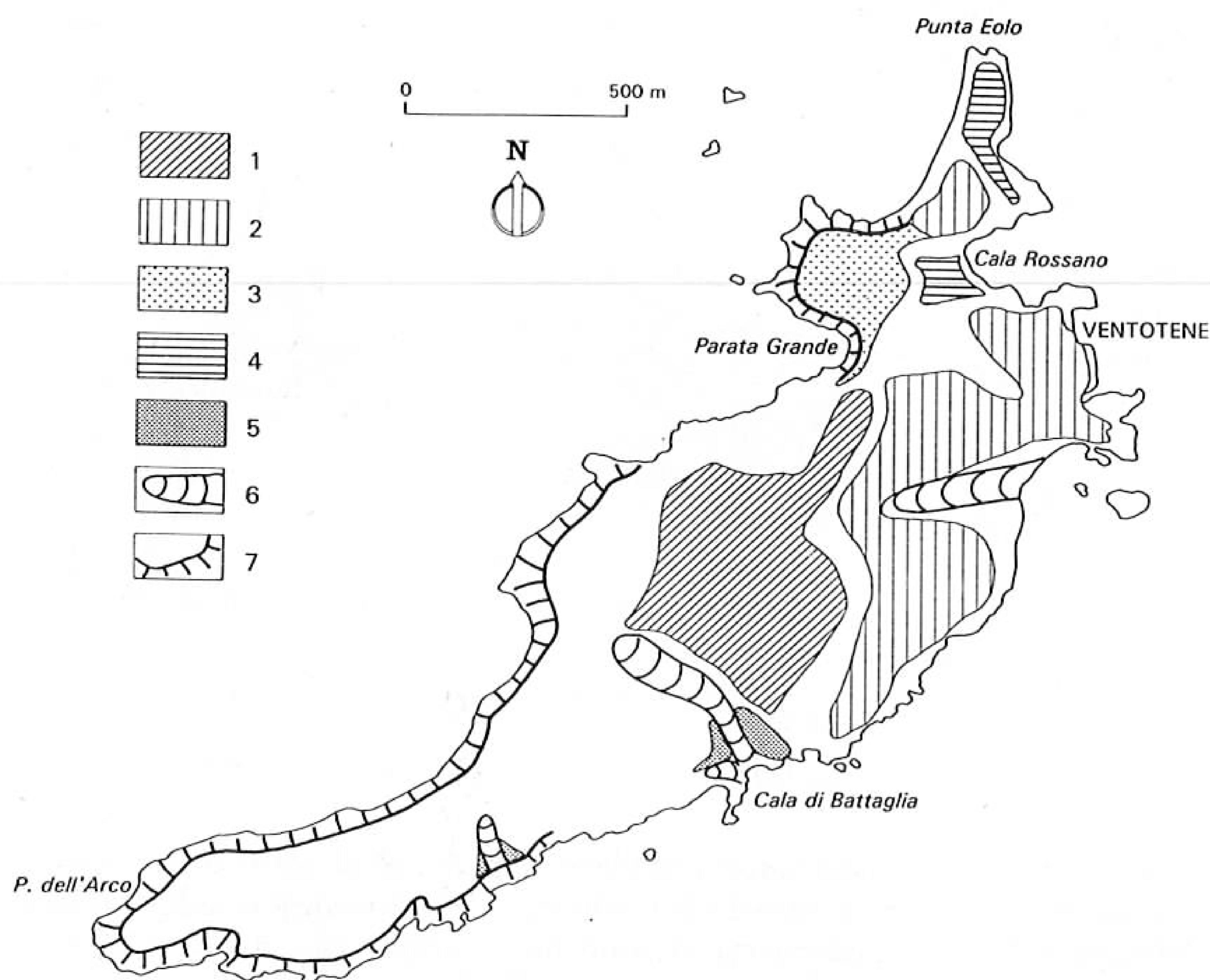


FIG. 13 - Carta dei depositi e delle forme quaternari dell'Isola di Ventotene: 1) Superfici di C. Bosso (4.1), 2) Superficie del Cimitero (4.2), 3) Depositi marini ed eolici del Cimitero (4.2) e di Parata Grande (4.3), 4) Superficie di abrasione di Cala Rossano (4.5), 5) Terrazzi fluviali (4.4), 6) Valli fluviali sospese, 7) Scar-pate principali.

FIG. 13 - Quaternary deposits and landforms in the Ventotene Island. 1) C. Bosso surface (4.1), 2) Cimitero surface (4.2), 3) Cimitero and Parata Grande marine and aeolian deposits (4.2, 4.3), 4) Cala Rossano abrasional surface (4.5), 5) Fluvial terraces (4.4), 6) Hanging valley floor, 7) Main scarps.

3.3 Breccie eterometriche

Si tratta di breccie eterometriche poco cementate, ad elementi spigolosi di vulcaniti, a supporto di matrice sabbioso-limosa, di colore bruno-grigiastro, dello spessore variabile da qualche decimetro a qualche metro. Su dette breccie, con contatto erosivo abrupto, poggia un suolo bruno grigiastro (10YR5/2) dello spessore di pochi decimetri. Il deposito contiene, secondo SEGRE (1953-54), industria eneolitica su ossidiana.

3.4 Depositi eolici

Mancano sull'isola coperture eoliche paragonabili a quelle delle altre isole. Tuttavia, specie sulla superficie di Capo di Caccia e più in genere sul versante meridionale, nell'orizzonte A dei litosuoli che dominano in quest'area, vi è un'importante frazione sabbiosa che appare estranea alla roccia del substrato.

A questi depositi sono da riferire i siti archeologici a manufatti di ossidiana citati da BUCHNER (1949).

4. ISOLA DI VENTOTENE

Anche l'Isola di Ventotene, come Zannone, è morfologicamente meno articolata di Ponza e Palmarola. Su di essa, costituita interamente da vulcaniti di età pleistocenica (da 1,7 Ma secondo BARBERI & alii, 1967; da 0,81-0,48. Ma secondo METRICH & alii, 1988), sono stati osservati lembi di superfici erosive piane poste a quote differenti (figg. 13, 14).

4.1 Superfici di C. Bosso, a quota 55-60 m e 45-50 m s.l.m.

Le due superfici, rimodellate ed interessate da attività

antropica, dove contigue, sono separate da una modesta scarpata di alcuni metri. Su di esse non sono stati rinvenuti depositi di alcun tipo, ad eccezione di piccole placche di modesto spessore di sedimenti bruni grigiastri di probabile natura eolico-colluviale. Non si hanno elementi per stabilire con certezza se si tratti di superfici di abrasione, connesse con antichi livelli marini, o di superfici deposizionali rimodellate degli espandimenti vulcanici tabulari, che costituiscono l'isola.

4.2 Superficie di abrasione marina del Cimitero e relativi sedimenti

Nella parte orientale dell'isola, da Cala di Battaglia fino in località Cimitero, si estende una superficie pianeggiante, debolmente inclinata verso mare e dissecata, sulla quale è ubicata buona parte dell'abitato di Ventotene.

Su detta superficie, presso il Cimitero, a quota 27 m, affiora un deposito di 2-3 m di spessore, costituito da sabbie giallastre, sciolte o debolmente cementate, da fini a grossolane, con sottili livelli ghiaiosi. Le sabbie sono per lo più massive; solo localmente si nota una stratificazione incrociata, debolmente espressa, con sets planari, decimetrici, immergenti prevalentemente verso SO e O, con angoli da 10 a 25-30°.

Un deposito sabbioso affiora anche, con uno spessore di 5-6 m, ad ovest del Cimitero, sul colle di quota 46 m. Qui, la parte media dell'affioramento è costituita da sabbie cementate, bioturbate, per la presenza di frequenti strutture verticali ed orizzontali, attribuite ad apparati radicali. La parte sommitale delle sabbie, meno bioturbate e più cementate, presenta locali evidenze di stratificazione incrociata. Al tetto si osservano un deposito eolico-colluviale di spessore decimetrico e tessitura sabbioso-limosa incluso nell'orizzonte A del suolo.

Le sabbie sono costituite principalmente da materiale

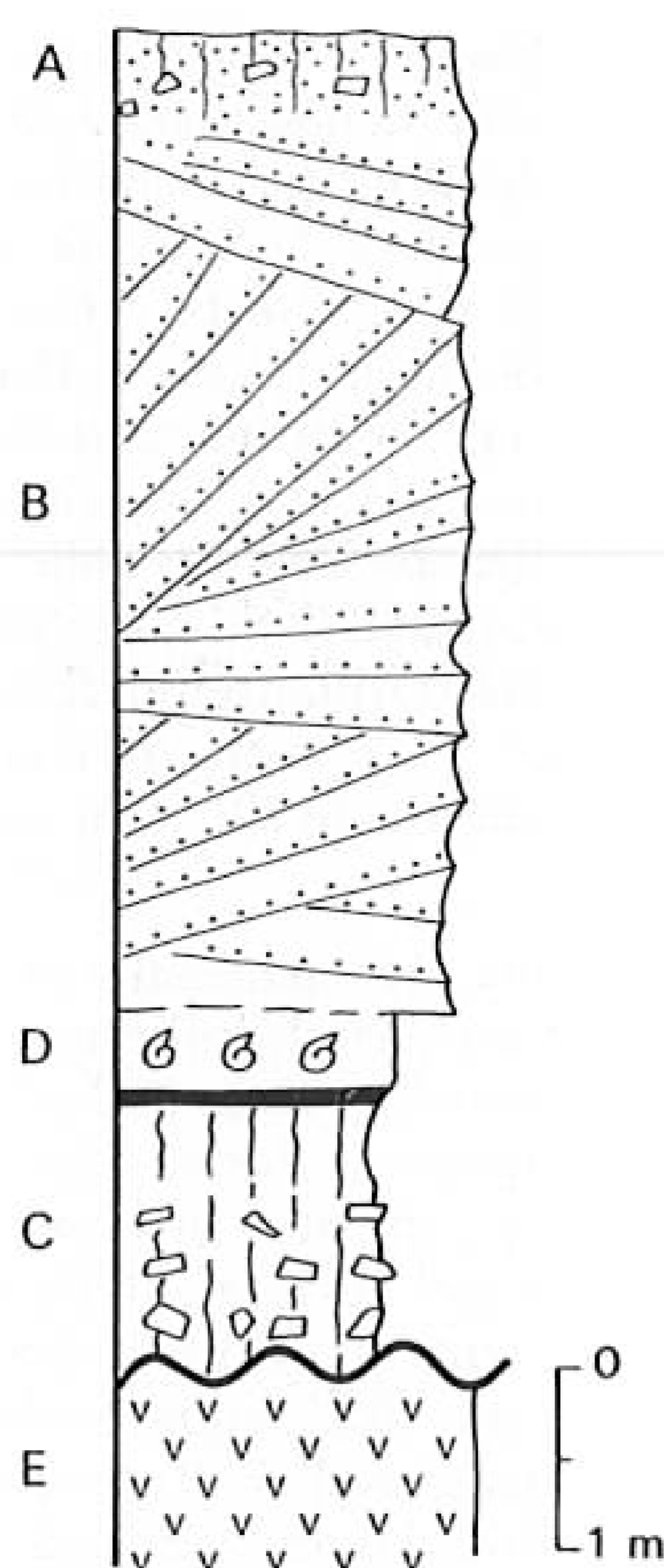


FIG. 14 - Sezione stratigrafica di Parata Grande (Isola di Ventotene): A) Deposito eolico colluviale, compreso nel suolo attuale, B) Eolianiti, C) Depositi di versante, D) Depositi di spiaggia, E) Substrato in vulcaniti.

FIG. 14 - Parata Grande (Ventotene Island) stratigraphic sequence. A) Colluvial sediments included in the present soil, B) Aeolianites, C) Slope deposits, D) Beach deposits, E) Volcanic rocks.

organogeno rimaneggiato e, in quantità molto subordinata, da prodotti vulcanici. La frazione organica è costituita da resti di molluschi (*Bittium reticulatum*, *Omalogyra atomus*, *Tricolia* sp.), da foraminiferi bentonici (*Elphidium macellum*, *Elphidium crispum*, *Elphidium thyrrenianum*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus*), da forme planctoniche plioceniche rimaneggiate, da radioli di echinidi e scarsi ostracodi.

I caratteri tessiturali e composizionali delle sabbie sembrano indicare un ambiente deposizionale marino di acque molto basse (supratidale) per la parte inferiore della sequenza (presso il Cimitero) e un ambiente continentale subaereo, con deposizione di tipo eolico, per la parte superiore.

4.3 Sabbie eoliche di Parata Grande

In località Parata Grande, in una vallecchia stretta dai versanti ripidi, incisi in tufi agglomeratici, a circa 20 m di quota sul l.m., affiora un deposito potente parecchi metri, costituito alla base da un banco di circa 1 m di spessore di breccie ad elementi vulcanici grossolani, più fini verso l'alto, a supporto di matrice limoso-argillosa brunastra. Seguono 50-60 cm di sabbie limose massive, giallastre, rubefatte nella parte superiore, dove è presente un crostone centimetrico calcareo-ferruginoso bruno rossastro (5YR5/4), sormontato a sua volta da un banco di 50 cm di sabbie giallastre, ricche di gasteropodi terrestri (*Pomatias elegans* e *Helix* sp.). Seguono, infine, per 5-6 m, sabbie eoliche giallastre, da fini a grossolane, più o meno cementate, con stratificazione incrociata a strutture planari molto ampie, la parte su-

periore delle quali sembra essere stata parzialmente erosa e rimaneggiata.

La composizione dei minerali pesanti di dette sabbie è dominata dai pirosseni (tab. 1).

Le sabbie eoliche di Parata Grande sono molto simili, dal punto di vista composizionale, a quelle affioranti presso il Cimitero, essendo composte prevalentemente da materiale organogeno rielaborato, estraneo alle rocce del substrato. Le analisi dell'epimerizzazione dell'isoleucina (tab. 3) su gusci di gasteropodi continentali contenuti nella parte inferiore delle eolianiti hanno dato valori di D/L compresi tra 0,23 e 0,38 (tab. 3), valori che cadono nelle Aminozone C o C/E, corrispondenti all'ultima parte dello stadio 5 (Substadi 5a/5c) della curva isotopica dell'ossigeno (HEARTY & DAI PRA, 1987, 1992). Le dune di Parata Grande sono, quindi, attribuibili al Pleistocene superiore; mentre i sedimenti di spiaggia descritti in 4.2, sottostanti alle sabbie eoliche, potrebbero essere attribuiti al Substadio 5e.

4.4 Forme di erosione fluviale

Nell'isola si riconoscono numerose evidenze di erosione fluviale, rappresentate da vallecchie profonde e strette, dai versanti ripidi e dal fondo talora molto inclinato, spesso decapitate e sospese sul livello del mare. Le valli presentano per lo più direzione NO-SE con drenaggio verso SE. Sono state osservate a Parata Grande con drenaggio verso Cala Rossano, in località C. Bosso con drenaggio verso Cala Nave e nella parte sud-occidentale dell'isola tra Punta dell'Arco e Montagnozzo. In quest'area, le vallecchie di Montagnozzo e Semaforo presentano su entrambi i versanti modesti lembi di terrazzi di erosione, compresi tra 40 e 60 m sul l.m.

Date le forme osservate e i loro caratteri, si desume che l'isola doveva essere percorsa da un reticolo idrografico ben sviluppato ed attivo e doveva risultare, quindi, più estesa di quanto lo sia oggi. Poiché le vallecchie secano le forme e i depositi descritti in 4.1, 4.2 e 4.3, mentre non si hanno evidenze erosive su 4.5, si ipotizza che detto reticolo sia stato attivo almeno fin dopo la deposizione delle sabbie eoliche attribuite all'ultima parte dello Stadio 5.

4.5 Superficie di abrasione marina (?) di Cala Rossano

Si tratta di un modesto lembo di una superficie di abrasione a circa 15 m s.l.m., che si osserva nella Cala Rossano. Altri lembi di detta superficie sono presenti, se pur con minor evidenza a causa della intensa antropizzazione, presso Punta Eolo e lungo il porto di Ventotene. Non si hanno altri elementi per determinarne la genesi e l'età. Si tratta probabilmente di una superficie di abrasione connessa con un alto livello marino, posteriore alle sabbie di Parata Grande (4.3).

CONCLUSIONI

Nell'Arcipelago pontino abbiamo riscontrato superfici di abrasione marina e depositi continentali che vanno dal Pleistocene inferiore fino all'Olocene (fig. 15). Nella discussione che segue raccoglieremo le evidenze osservate in due gruppi: il primo comprendente le evidenze ascrivibili

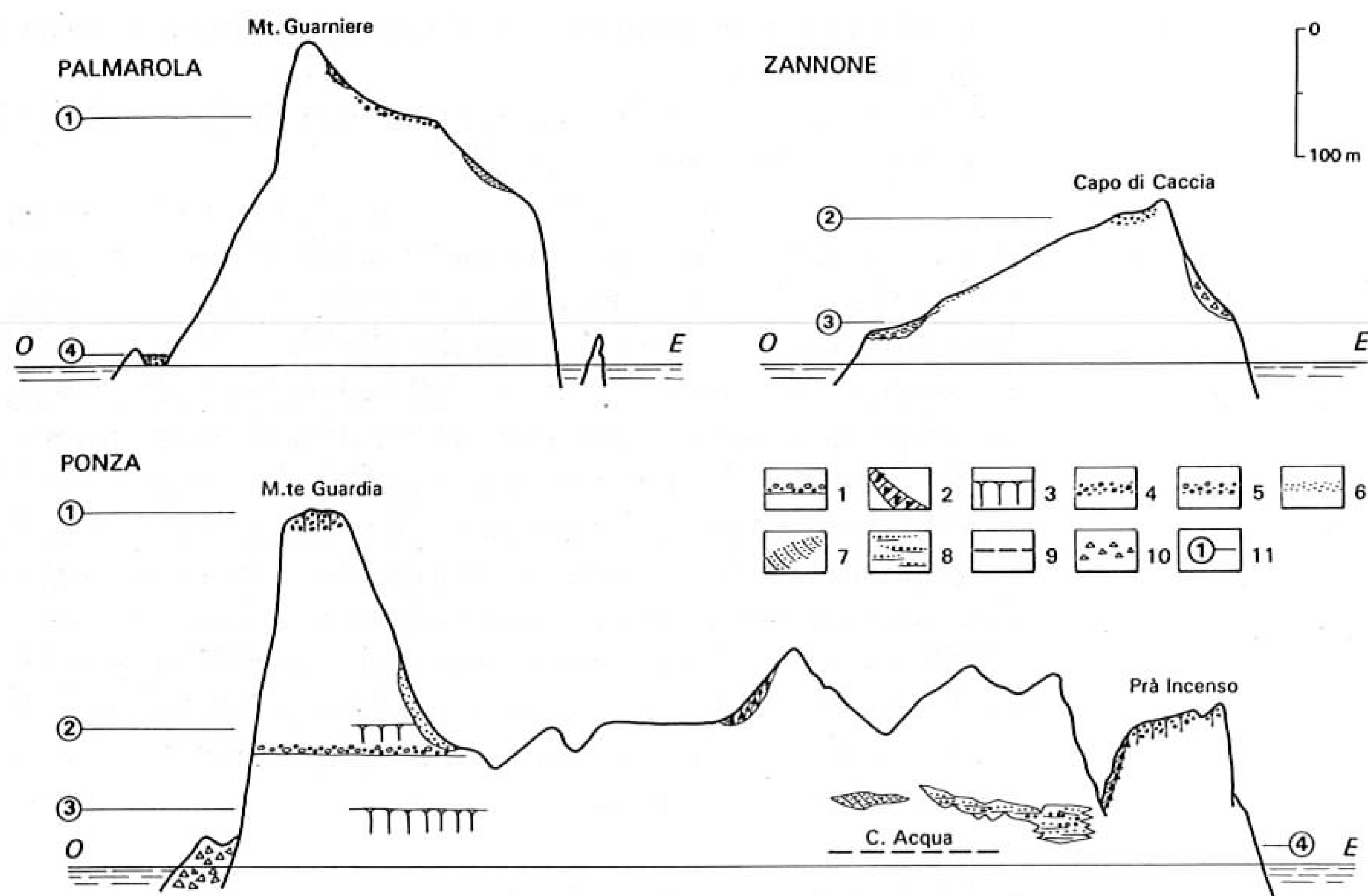


FIG. 15 - Sezioni stratigrafiche sintetiche, indicanti la posizione delle superfici di abrasione ed dei principali depositi quaternari dell'arcipelago pontino: 1) Spiaggia sepolta di Chiaia di Luna (2.1), 2) Breccie cementate (1.2, 2.4), 3) Superfici di abrasione di Ponza, 4) Ciottoli spiaggiati contenente rocce sedimentarie e selci, 5) Ciottoli spiaggiati di esclusiva composizione vulcanica, 6) Depositi eolici, 7) Eolianiti di Cala dell'Acqua (2.8), 8) Ghiaie di La Forma (2.9), 9) Solco di battente di Cala dell'Acqua, 10) Breccie e depositi di frana, 11) Indicazione dei quattro livelli di abrasione marina riconosciuti (vedi testo).

FIG. 15: Schematic cross sections of the Pontinian islands indicating the location of the abrasional surfaces and of the main quaternary deposits. 1) Buried beach of Chiaia di Luna (2.1), 2) Cemented breccias (1.2; 2.4), 3) Ponza abrasional surface, 4) Beach gravel including sedimentary rocks and chert, 6) Aeolian deposits, 7) Cala dell'Acqua aeolianites (2.8), 8) La Forma gravel (2.9), 9) Cala dell'Acqua notch, 10) Breccias and landslide deposits, 11) Location of the four abrasional surfaces as discussed in the text.

al Pleistocene inferiore e medio, il secondo quelle del Pleistocene superiore e dell'Olocene. Distingue questi due gruppi lo stato di conservazione delle forme e dei depositi, estremamente frammentati e discontinui nel primo caso, assai meglio conservati e suscettibili di datazioni numeriche nel secondo.

1. L'evidenza dell'emersione più antica è stata osservata nell'isola di Ponza: essa è rappresentata dai depositi marini litorali di Monte Guardia (2.1), già descritti da SEGRE (1956). Detta emersione precede la fine delle manifestazioni vulcaniche, tanto è vero che è coperta dai prodotti piroclastici di Monte Guardia messi in posto in ambiente subaereo.

2. Le superfici di abrasione marina che seguono l'ultimo episodio vulcanico delle Pontine sono in numero di quattro: la prima comprende i due lembi di Monte Guarniere (Palmarola, 1.1) e Monte Guardia (Ponza 2.2); la seconda comprende gli estesi e ben conservati lembi di Pian d'Incenso e di Ponza (2.3) e quello di C. Caccia (3.1) a Zannone. La terza superficie è rappresentata dai lembi presenti a Zannone (3.2) e Ponza (2.6), dove si collocano a quota 45 m e 45-50 m rispettivamente. La quarta superficie, infine, comprende alcuni lembi, con relativi sedimenti, ubicati in località Punta Viaggio a Palmarola (1.6), dove si situano a circa 13 ± 14 e 6 m sul l.m., ed i solchi di battigia a +3 m s.l.m. di Cala dell'Acqua e di Cala Feola a Ponza (2.10).

Le prime due superfici (fig. 15) hanno in comune la composizione dei ciottoli spiaggiati che poggiano su di esse. Detti ciottoli sono, infatti, costituiti da litotipi vulcanici e da rocce calcaree e metamorfiche che oggi affiorano solo a Zannone. Ciò dimostra che dette superfici si sono formate durante fasi di abrasione marina, quando le tre isole pontine (Zannone, Ponza e Palmarola) dovevano essere parte di una sola e più estesa isola. La superficie più alta (2.2), inoltre, secondo le vulcaniti di Monte Guardia, datate 1,1-1,2 Ma, risulta più recente di tale età. I lembi della

seconda superficie sono alterati da uno spesso suolo relitto che deve essersi evoluto almeno a partire dal Pleistocene medio. Le due superfici sono pertanto il frutto di due ingressioni marine avvenute tra la fine del Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio.

Per la terza superficie non si hanno dati cronologici diretti; si può solo dire che è posteriore alla seconda superficie, ma anteriore ai depositi del Pleistocene superiore (eolianiti) di Ponza. I ciottoli dei depositi relativi a detta superficie sono esclusivamente vulcanici ed indicano che l'area sorgente di altri litotipi non esisteva già più e che probabilmente l'isola originaria si era già smembrata.

Infine, i depositi relativi alla quarta superficie, grazie alle datazioni effettuate (CARRARA & DAI PRA, 1992), sono risultati di età olocenica.

Questa situazione, riscontrata nelle isole nord-occidentali, non è valida per Ventotene, dove è presente una sola superficie certa di abrasione marina, sulla quale riposano depositi di spiaggia, che, sulla base della stratigrafia e delle analisi dell'epimerizzazione dell'isoleucina, potrebbero essere attribuiti al Substadio 5e. Tentativamente, si potrebbe correlare questa superficie a quella di Punta della Madonna di Ponza (2.6) e a quella di Grottelle di Zannone (3.2).

Nell'ambito cronologico risulta evidente che il maggior numero delle superfici conservate si colloca nel Pleistocene inferiore finale. Detta situazione morfologica si manifesta con grande evidenza anche in altre aree costiere della penisola italiana, come in Calabria settentrionale (CAROBENE & DAI PRA, 1991) e nell'area compresa fra il golfo di S. Eufemia e l'Aspromonte (MIYAUCHI & alii, 1993).

La più antica fase di morfogenesi continentale è documentata nelle isole di Palmarola e Ponza. Tale fase a Palmarola vede la formazione di rilievi tipo *inselberg* e di *glacis* ad essi connessi e della protobreccia (1.2). Questi stessi fenomeni sono presenti anche a Ponza, dove sono rappresentati da un lembo di breccia descritta sulla falesia a SE di Pian d'Incenso (2.4).

È probabile che il modellamento di Monte Guardia sia iniziato in questa fase, ma non ci sono evidenze ad essa sicuramente ascrivibili. Un lungo periodo di stabilità morfogenetica è documentato dal paleosuolo di Pian d'Incenso che si ritrova in lembi discontinui, talora mal conservati, nelle isole di Ponza, Palmarola e Zannone. Successive allo sviluppo del paleosuolo, sono le forme ed i depositi fluviali della parte nord-orientale dell'isola di Ponza, quali le ghiaie fluviali di Monte Beppe Antonio e delle paleovalli di Pian d'Incenso (2.5), che indicano, oltretutto, una maggiore estensione dell'isola.

I depositi eolici osservati nelle isole dell'arcipelago pontino risalgono generalmente al Pleistocene superiore, pur esistendo lembi più modesti di eolianiti di età più antica (eolianiti di Dragonara, 2.7). Sono formati da sedimenti ricchi di bioclasti e di pirosseni, questi ultimi scarsi o assenti nel substrato geologico delle isole. Il loro bacino di alimentazione era costituito, pertanto, dalla piattaforma continentale antistante le isole, oggi sommersa.

Mentre a Ponza le eolianiti poggiano su di una superficie di erosione e su depositi di versante, a Ventotene le eolianiti poggiano su depositi di spiaggia. In base alle datazioni ^{14}C e alle analisi dell'epimerizzazione dell'isoleucina, l'inizio della loro deposizione è attribuibile alla fine dello Stadio 5. Sono pertanto connesse alle prime fasi di ritiro glacioeustatico del mare, posteriore all'ultimo interglaciale. In fase con le eolianiti, vi sono, sia a Palmarola che a Ponza, sedimenti ghiaiosi raccordantisi (Ghiaie di Scalo, 1.5; ghiaie di Le Fornia, 2.9) ad un livello di base più basso del mare attuale. Essi indicano versanti scoperti in attiva erosione, caratteristici dell'ambiente freddo ed arido instauratosi in area centro-mediterranea all'inizio dell'ultimo glaciale.

Le eolianiti e i depositi alluvionali sono connessi con le variazioni eustatiche del livello del mare. Tuttavia, le variazioni eustatiche non bastano da sole a spiegare il fatto che alcuni depositi recenti, quali quelli olocenici di Punta Viaggio a Palmarola (1.6), che stanno fino a + 13 m sul l.m., o i solchi di battigia con relativa piattaforma di abrasione di Ponza (2.10) a + 3 m sul l.m., affiorino a tali quote. Il livello del mare durante l'*Optimum Climatico* olocenico nell'area mediterranea, infatti, non ha mai raggiunto e/o oltrepassato il livello attuale.

Per spiegare tali quote di affioramento si deve invocare l'intervento di processi tettonici recenti e ancora in atto, messi in evidenza, peraltro, da molti autori (MARANI, 1983; ZITELLINI & alii, 1984; PANTOSTI & VELONÀ, 1986; CARRARA & alii, 1986; CARRARA & DAI PRA, 1992).

I depositi di spiaggia più antichi, posti a quote elevate (200-270 m sul l.m. per sedimenti di circa un milione di anni) indicherebbero un'attiva, progressiva surrezione dell'intero complesso vulcanico, con un tasso medio di sollevamento uguale a circa 0,25 m/ka.

BIBLIOGRAFIA

ANTONIOLI F. & FREZZOTTI M. (1989) - *I sedimenti tardo-pleistocenici ed olocenici compresi nella fascia costiera tra Sabaudia e Sperlonga*. Conve-

- gno «Morfogenesi e stratigrafia dell'Olocene», Bari. Mem. Soc. Geol. It., 107, 491-501.
- BARBERI F., BORSI S., FERRARA G. & INNOCENTI F. (1967) - *Contributo alla conoscenza vulcanologica e magmatologica delle isole dell'Arcipelago Pontino*. Mem. Soc. Geol. It., 6, 581-606.
- BARTOLINI C., BIDINI D., FERRARI G.A. & MAGALDI D. (1984) *Pedostratigrafia e morfostratigrafia nello studio delle superfici sommitali situate fra Serchio e Ombrone Pistoiese*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 7, 3-9.
- BUCHNER G. (1949) - *Ricerche sui giacimenti e sulle industrie di ossidiane in Italia*. Riv. Sc. Preist., 4, 162-186.
- CAROBENE L. & DAI PRA G. (1991) - *Middle and Upper Pleistocene sea level highstands along the Tyrrhenian coast of Basilicata (Southern Italy)*. Il Quaternario, 4 (1), 173-202.
- CARRARA C. (1981) - *Morphometric data on beach and river pebbles in Italy*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 393-413.
- CARRARA C. & DAI PRA G. (1992) - *Depositi olocenici di spiaggia sollevati (Isola di Palmarola, Italia centrale)*. Il Quaternario, 5 (1), 99-104.
- CARRARA C., CONATO V. & DAI PRA G. (1986) - *Segnalazione di sedimenti pliocenici nell'Isola di Palmarola (Isole Pontine, Italia centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 127-131.
- CREMASCHI M. (1990) - *Sedimentazione loessica nel bacino padano-adriatico durante il Pleistocene superiore*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 843-856.
- CREMASCHI M. & SEVINK J. (1987) - *Micromorphology of paleosol chronosequences on gravelly sediments in Northern and Central Italy*. In: FEDOROFF N., BRESSON L.M. & COURTY M.A. (eds.). *Micromorphologie des Sols*, A.F.E.S., Paris, 577-582.
- DAI PRA G. & HEARTY P.J. (1989) - *Variazioni del livello del mare sulla costa ionica salentina durante l'Olocene. Epimerizzazione dell'Isoleucina in Helix sp.* Mem. Soc. Geol. It., 42, 311-320.
- FORNASERI M. (1985) - *Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 40, 73-106.
- HEARTY P.J. & DAI PRA G. (1987) - *Ricostruzione paleogeografica degli ambienti litoranei quaternari della Toscana e del Lazio settentrionale con l'impiego dell'aminostratigrafia*. Boll. Serv. Geol. It., 106, 189-224.
- HEARTY P.J. & DAI PRA G. (1992) - *The age and stratigraphy of Quaternary coastal deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy)*. Journ. Coastal Res., 8, 4, 882-905.
- MARANI M. (1983) - *Evoluzione tettonica post-orogena dei bacini di Palmarola e Ventotene (Arcipelago pontino)*. Tesi inedita, Univ. di Roma.
- METRICH N., SANTACROCE R. & SAVELLI C. (1988) - *Ventotene, a potassic quaternary volcano in central Tyrrhenian Sea*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 43, 1195-1213.
- MIYAUCHI T., DAI PRA G. & SYLOS LABINI S. (1994) - *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy*. Il Quaternario, 7 (1), 17-34.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith by stratigraphic zonation*. Marine Micropaleont., 5 (3), 323-325.
- PANTOSTI D. & VELONÀ M. (1986) - *Tettonica recente nell'Isola di Zannone e nella piattaforma circostante (Arcipelago pontino, Italia centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 2-7.
- PASKOFF R. & SANLAVILLE P. (1983) - *Les cotes de la Tunisie. Variations du niveau marin depuis le Tyrrhenien*. La Maison de l'Orient Mediteraneen, 14, Lyon.
- SAVELLI C. (1987) - *K/AR ages and chemical data of vulcanism in the western Pontine Islands (Tyrrhenian sea)*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 537-546.
- SEGRE A.G. (1952) - *Formazioni quaternarie marine ed eoliche delle isole di Palmarola e Ponza (Mar Tirreno, prov. di Latina)*. Contributi di Scienze Geologiche - Suppl. a «La Ricerca Scientifica», 22, 129-137.
- SEGRE A.G. (1953-54) - *Biogeografia dell'isola di Zannone. Morfologia e Geologia*. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. IV, 4 e 5.
- SEGRE A.G. (1956) - *Rilevamento al 10.000 delle Isole Pontine: appunti stratigrafici su Ponza*. Boll. Serv. Geol. It., 79, 63-65.
- VEZZOLI L. (1988) - *Attività esplosiva alcalino-potassica pleistocenica dell'Isola di Ponza*. Boll. GNV, 4, 584-599.
- ZITELLINI N., MARANI M. & BORSETTI A.M. (1984) - *Postorogenic tectonic evolution of Palmarola and Ventotene basin (Pontine Archipelago)*. Mem. Soc. Geol. It., 27, 121-131.