

Levantamiento Cuaternario costero del Arco de Talara (Ecuador y norte del Perú): cuantificaciones con las secuencias de terrazas marinas

Kevin Pedoja¹, Jean-François Dumont², Luc Ortlieb³

¹Laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière
2-4, Rue des Tilleuls, Université de Caen (Campus 1), 14000 Caen cedex
Email : kevin.pedoja@unicaen.fr

²Escuela Superior Politécnica del Litoral, Campus Gustavo Galindo V
km 30.5 Vía perimetral, Casilla 09-01-5863
Guayaquil, Ecuador

³Institut de Recherche pour le Développement (IRD)
32 avenue Henri-Varagnat, F-93143 Bondy Cedex, France

Resumen.

Secuencias de terrazas marinas fueron estudiadas a lo largo del Arco de Talara. Este arco corresponde a una porción de más de 1000 Km de costas en Ecuador y Norte del Perú caracterizada por una subducción cóncava. En esta zona se analizaron secuencias que incluyen 7 terrazas marinas hasta 360 m de altura sobre el nivel del mar. La datación de los depósitos arenosos de terrazas marinas se hizo con el método de Luminiscencia Óptica Estimulada por infra-rojos (IRSL), con la cual se logró fechar depósitos antiguos como el MIS 9 (330 ka). Se obtuvieron datos de ¹⁴C y U/Th sobre conchas de bivalvos y gasterópodos por un control cruzado. Las tasas de levantamiento se ubican entre 0.1 y 0.5 mm/a. El levantamiento más fuerte se observa en la Península de Manta, al frente de la zona de subducción de la Cordillera de Carnegie. El levantamiento es homogéneo y relacionado con 1) la curva del arco de Talara, 2) la concavidad del plano de subducción y 3) la subducción de la Cordillera de Carnegie.

Abstract.

Marine terrace sequences have been investigated along the Talara Arc, a 1000-Km-long stretch of the coast of Ecuador y northern Peru, characterized by subduction with a concave plan-view. Seven areas were investigated, evidencing up to seven marine terraces with elevations up to 360 m above mean sea level (amsl). Dating of the terraces was performed with the Infra Red Stimulated Luminescence (IRSL) technique on sands as old as MIS 9 (330 ka). ¹⁴C y U-series dates were obtained from fossil shells for geochronological cross control. Mean uplift rates along the Talara Arc range from about 0.10 up to 0.50 mm/yr. The strongest uplift is observed in the Manta Peninsula of Ecuador in front of the subduction of the Carnegie Ridge. The uplift rate tends to slow down towards the northern y southern ends of the Talara Arc y then the transition toward the stable or subsiding coasts of central Peru y northern Ecuador y Colombia is sharp. The uplift appears to be homogeneous y related to 1) the map view curvature of the Arc, 2) the concave subduction pattern y 3) the Carnegie Ridge subduction.

1. Introducción

La deformación vertical a lo largo de la costa de América del Sur está relacionada con los procesos de convergencia entre las placas de Nazca y Améri- ca del Sur, y las zonas costeras que presentan levantamiento están generalmente relacionadas con la subducción de asperidades batimétricas: la cordillera submarina de Nazca (Gutscher et al., 1999b; Hsu, 1992; Macharé y Ortlieb, 1992), Carnegie (Gutscher et al., 1999a; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2003; Pedoja et al., 2006b; Pedoja et al., 2001; Pedoja et al., 2006c), y la Cocos (Corrigan et al., 1990; Gardner et al., 1992). A lo largo de las áreas concernientes a la subducción de corteza oceánica normal, las zonas costeras muestran estabilidad o subsidencia (Macharé y Ortlieb, 1992; Ortlieb et al., 1996). Las secuencias de terrazas marinas Pleistocenas emergidas entre 1.5° N y 6.5° S en Ecuador y norte de Perú (CERESIS, 1985) han sido descritas por una serie de estudios locales (Cantalamesa y Di Celma, 2004; DeVries, 1984; DeVries, 1986; DeVries, 1988; Dumont y Benitez, 1996; Dumont et al., 2005b; Marchant, 1961; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2003; Pedoja et al., 2006b; Pedoja et al., 2001). Pedoja et al. (2006c) propusieron un modelo regional basado en la geometría y mecanismos de la subducción, sin embargo, este modelo no incluyó el levantamiento registrado por la zona costera del norte del Ecuador (Río Verde). El segmento levantado del Arco de Talara se acaba abruptamente al norte (1.5°N) y al sur (6.5°S). El presente trabajo describe las secuencias de terrazas marinas que se ubican en Ecuador y Norte de Perú y presenta el cálculo de las tasas de levantamiento cuaternarias.

2. Marco geodinámico y geológico

Desde el punto de vista de la morfología regional, el Arco de Talara se extiende sobre más de 1000 Km de largo, bordeado al oeste por la zona de subducción y al este por el piedemonte Andino, incluyendo el plateau continental y la margen costera (Pedoja et al., 2006c). Cabe destacar que el término "arco" en este caso no se refiere a una posición con respecto al marco geodinámico, (arco volcánico, ante-arco o tras-arco) sino únicamente a su forma geográfica arqueada. La parte central del Arco de Talara se ubica al borde de la deflexión de Huan- cabamba (o Cajamarca) (Daly, 1989; Ganser, 1973; Mourier et al., 1998; Roperch et al., 1987). Al sur del Arco de Talara, los Andes son altos y anchos (Sloss, 1994; Watts et al., 1995), y la margen cos- tera es estrecha y baja. En la región del Arco de Ta-

lara, los Andes son relativamente bajos y estrechos, (Sloss, 1994), mientras la margen costera es ancha (160 Km en la parte central del Ecuador). La placa de Nazca se subduce bajo la placa de América del Sur (N80°E) a una velocidad de 58-78 mm/a (Figura 1) (De Mets et al., 1990; Trenkamp et al., 2002). Esta dirección define una subducción oblicua al sur y al norte del Arco de Talara, con una oblicuidad de menos de 20° al Sur (Norte de Perú), hasta 50° en el norte de Ecuador (Ego et al., 1996). La subducción oblicua está relacionada con el escape hacia el NE del Bloque Nor Andino con una tasa de 7-10 mm/a (Kellogg y Vega, 1995; Trenkamp et al., 2002), y la apertura del Golfo de Guayaquil (Deniaud et al., 1999; Dumont et al., 2005a; Dumont et al., 2005b; Witt et al., 2006).

Al frente del Arco de Talara, sobre la placa de Nazca, se ubican la cordillera submarina de Carnegie y la zona de fractura de Grijalva (ZFG, Figura 1). El inicio de la subducción de la cordillera submarina de Carnegie probablemente empezó al final del Plioceno (Lonsdale, 1978; Pedoja et al., 2006b; Pedoja et al., 2006c). La ZFG tiene una orientación NE-SO con un desnivel de 700 m hacia el sur. Esta zona entra en subducción al frente del Golfo de Guayaquil. La placa subducida tiene una pendiente normal (25-30 °) al norte de ZFG (Guillier et al., 2001), y una geometría plana al sur (Gutscher et al., 1999a).

Los Andes del Ecuador y del norte del Perú fueron formados por acreciones sucesivas de bloques durante el Mesozoico (Mourier et al., 1998) y al inicio del Cenozoico (Feininger y Bristow, 1980; Jaillard et al., 1995). De manera general, las terrazas y los depósitos marinos de poca profundidad de edad Plioceno y Cuaternario (Fm. Canoa en Manta, Fm. Tablazo en Santa Elena y Puná, Fm. Taíme en el Norte de Perú) sobreyacen en discordancia a los depósitos de los períodos antes citados (i.e. Oligo- ceno-Mioceno). Sin embargo, los depósitos de terrazas marinas están constituidos de facies de poca profundidad muy similares a las del Plioceno, por lo que es difícil definir donde se ubica la frontera entre estas dos unidades (cuando ambas unidades están presentes).

En el Arco de Talara y particularmente en la parte Peruana del Arco, el paisaje es caracterizado por el desarrollo de amplias superficies planas (hasta 30 Km) que han sido tradicionalmente denominadas «Tablazos» (Bosworth, 1922; DeVries, 1984; DeVries, 1988). Los Tablazos corresponden a una secuencia de terrazas marinas en la cual no se distingue

bien el pie de acantilado. La superficie primitiva de estos Tablazos:1) está sometida a la acción del viento (erosión y/o sedimentación), y 2) muestra una recuperación de plataforma durante los interglaciares

sucesivos, aspecto que tiende a formar terrazas marinas compuestas sin pie de acantilado visible como ha sido descrito por Kelsey y Bockheim (1994), y Trenhaile (2001; 2002).

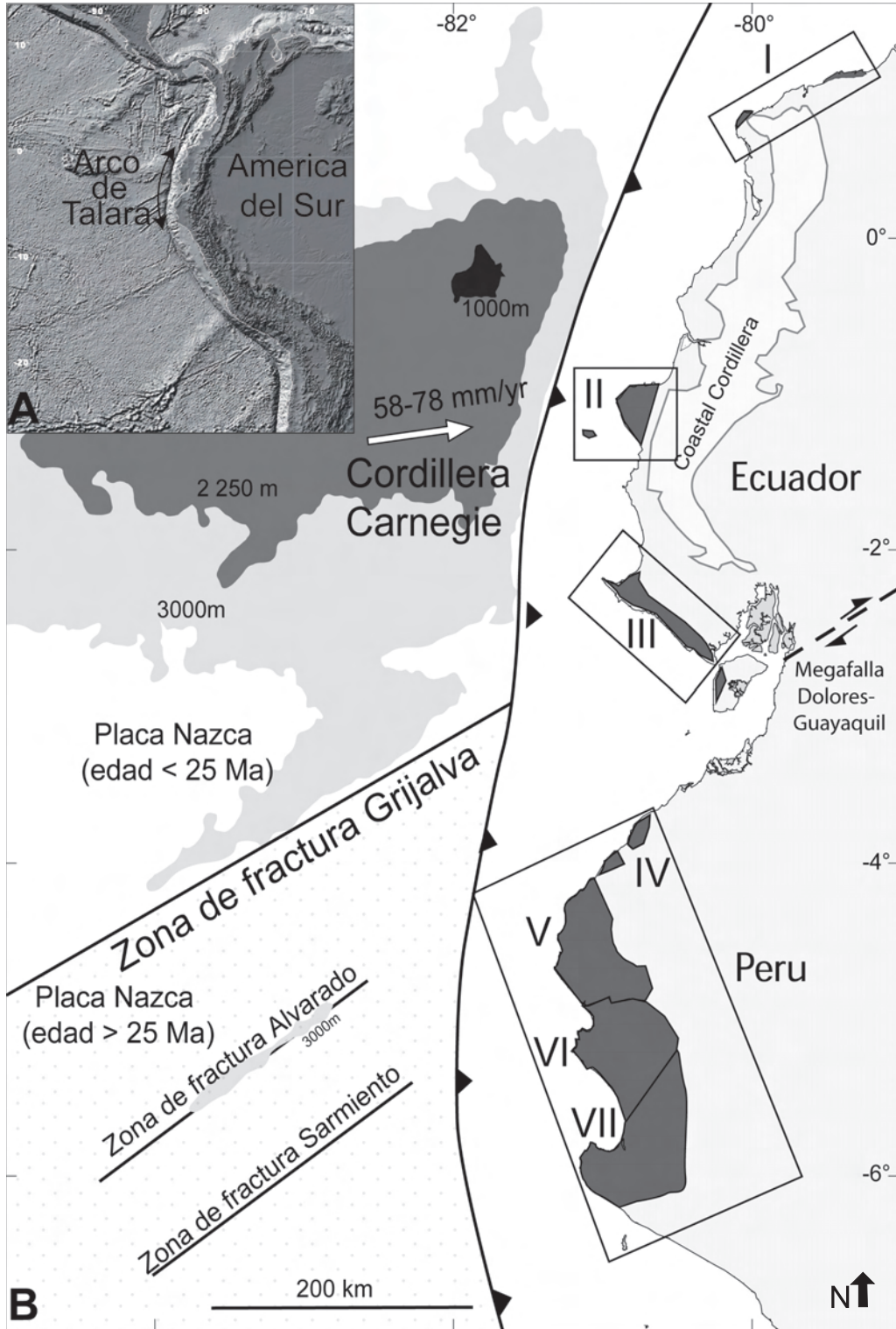


Figura 1. (A) Localización del Arco de Talará en América del Sur. (B) Marco geodinámico y secuencias de terrazas marinas en el Arco de Talará. Ecuador: I Costa Norte : Río Verde y Galera Point, II Costa central: Península de Manta y Isla de la Plata III Golfo de Guayaquil: Península de Santa Elena y Isla Puná. Perú : IV Cancas, V Mancora: Los Órganos, Lobitos, Talará, VI Península de Paita, VII Península de Illescas y Bahía de Bayovar.

3. Métodos

Una terraza marina es una plataforma de abrasión fósil que puede estar o no cubierta por depósitos marinos. Si la terraza marina se encuentra emergida, quiere decir que fue formada durante un alto nivel del mar; por lo tanto, una secuencia de terrazas marinas levantadas corresponde al registro geomorfológico de la repetición de los altos niveles glacio-eustáticos del mar sobrepuesto sobre una costa que se levanta. (Bull, 1985; Ota, 1986). Los altos niveles del mar durante el Cuaternario, los cuales representan fases interglaciales, están correlacionados con estadios y sub-estadios isotópicos marinos del oxígeno (MIS), y se representan con los números impares (MIS 5, 7, 9...). Algunos interglaciales incluyen variaciones eustáticas menores relacionadas con varios altos niveles del mar, referidas con un sufijo (MISS 5a por ejemplo). Ahora se usa de manera clásica (Pedoja et al., 2006a; Pedoja et al., 2006b; Pedoja et al., 2008; Pedoja et al., 2006c) la ecuación $(E-e)/A$ que da la tasa de levantamiento media para la terraza marina considerada, donde $(E-e)$ representa el desplazamiento total del pie de acantilado de la terraza. Esto corresponde a la altura presente del pie de acantilado (E) menos el nivel eustático del MIS (e) con respecto al presente. El término "A" corresponde a la edad del MIS considerado para la abrasión del pie de acantilado de la terraza. La determinación de los niveles eustáticos y las edades de los MIS provienen de Zazo (1999) (Tabla 2 por los valores). En este estudio todas las alturas están dadas en metros encima del nivel medio del mar (amsl) con referencia al mareógrafo más cercano. Las terrazas son nombradas T1, T2, T3 desde la más baja hacia la más alta.

La interpretación cronoestratigráfica de las terrazas está basada en 3 métodos de datación de depósitos: Luminiscencia óptica infra-roja (IRSL), U/Th y ^{14}C . La datación por Luminiscencia (Aitken, 1985; Aitken, 1998), ha sido recientemente aplicada a terrazas marinas formadas por arenas marinas someras (Wood, 1994), esta técnica fue usada sobre los feldespatos en los depósitos de terrazas marinas del Arco de Talara. La dosis equivalente (D_e) fue determinada usando una versión modificada del *Single Aliquot Regeneration* (Murray y Wintle, 2000) sobre los feldespatos como había sido efectuado por Lamothe y Auclair (1999) y Auclair et al., (2002). El *Anomalous fading* de los feldespatos fue corregido usando la ecuación recientemente propuesta por Huntley y Lamothe (2001). Más detalles acerca de la técnica de datación se pueden encontrar en Pedoja et al. (2006b; 2006c).

Desde los años sesenta, el método U/Th es aplicado a conchas de depósitos de terrazas marinas (Herbert Veeh, 1966; McLaren y Rowe, 1996). La datación con ^{14}C fue hecha sobre conchas de terrazas marinas del norte de Perú cuya edad fue relacionada anteriormente con el Holoceno (Macharé y Ortlieb, 1994). Esta datación ^{14}C fue procesada por Beta Analytic (Miami, USA).

4. Secuencias de terrazas marinas del Arco de Talara

La mayor parte del Arco de Talara presenta una costa rocosa con penínsulas y cabos (por ejemplo Manta, Santa Elena, Paita) separados por una distancia de 50-150 Km. (Figura 1).

Desde ~ 1.5 Ma BP, el área de la regresión total debida al levantamiento de la costa alcanza 20 000 Km. El retiro de la línea de costa es generalmente de 20-30 Km, con excepción del norte de Perú donde puede llegar hasta 70 Km tierra adentro. Se describe las secuencias desde el norte hacia el sur, enfocándose más detalladamente en las descripciones de las secuencias de Ecuador.

4.1 Levantamiento costero en Ecuador

En Ecuador, las secuencias de terrazas marinas se ubican en 3 zonas, las cuales son del norte al sur (Figura 1): 1) Costa Norte cerca de Esmeraldas, 2) Península de Manta e Isla de la Plata, y 3) Margen norte del Golfo de Guayaquil (Península de Santa Elena e Isla Puná).

4.1.1 Costa Norte (secuencias Ia & Ib)

4.1.1.1. Descripción

En Río Verde, una secuencia de terrazas marinas (Figura 2, secuencia Ia en la Figura 3) incluye dos terrazas pleistocenas y un nivel probablemente del Holoceno (llamado nivel Rocafuerte). El nivel Rocafuerte se extiende desde Camarones hasta África y tiene una altura máxima de 6 ± 1 m. La medición de esta altura se hace difícil por los derrumbes que ocurren al pie del acantilado. Las terrazas marinas se pueden observar entre los pueblos de Las Peñas y Camarones, a lo largo de un tramo de 20 a 25 Km con un ancho de 2 a 4 Km. La extensión lateral de estas terrazas está limitada por fallas que llegan hasta el mar al oeste de Bocana de Lagarto y Camarones. Además, los pie de acantilado pueden sobreponerse sobre fallas de orientación NNO- SSE (al Sur de África por ejemplo). La secuencia mejor conservada

de terrazas se ubica cerca del pueblo de Río Verde. Cuatro mediciones de pie de acantilado fueron hechas sobre T1 (Río Verde) y sobre el nivel Rocafuerte. El pie de acantilado de T1 se encuentra a 41 ± 2 m al oeste de la falla de Río Verde, mientras que al este está a 31 ± 10 m (Figura 3). La altura de la terraza más alta (T2 Lagarto) fue estimada cartográficamente a 100 ± 10 m. Las dos terrazas marinas (T1 : Río Verde y T2 : Lagarto) presentan pocos depósitos marinos asociados. Los afloramientos son escasos y muestran pocos fósiles en superficie, confirmando el origen marino de estas plataformas de abrasión. Dos afloramientos fueron muestreados (arena y

malacofauna fósil). Uno de los sitios muestreados para las dataciones ópticas (C27) y U/Th (Esme 26) se ubica al Este de Rocafuerte sobre la terraza de Río Verde (T1) (Figura 2). El muestreo se realizó en una trinchera de 1.5 m de profundidad en una capa de arena de 1 a 2 m de espesor que contenía *Anadara grandis* y sobreyacia a la formación Onzole superior. La muestra U/Th (Esme 17) proviene de un afloramiento más al Oeste sobre la misma terraza (T1), a la entrada del pueblo de Río Verde. El afloramiento está constituido de una arenisca alterada, poco cementada, de 1 a 2 m de potencia incluyendo algunos fósiles (*Anadara grandis*).

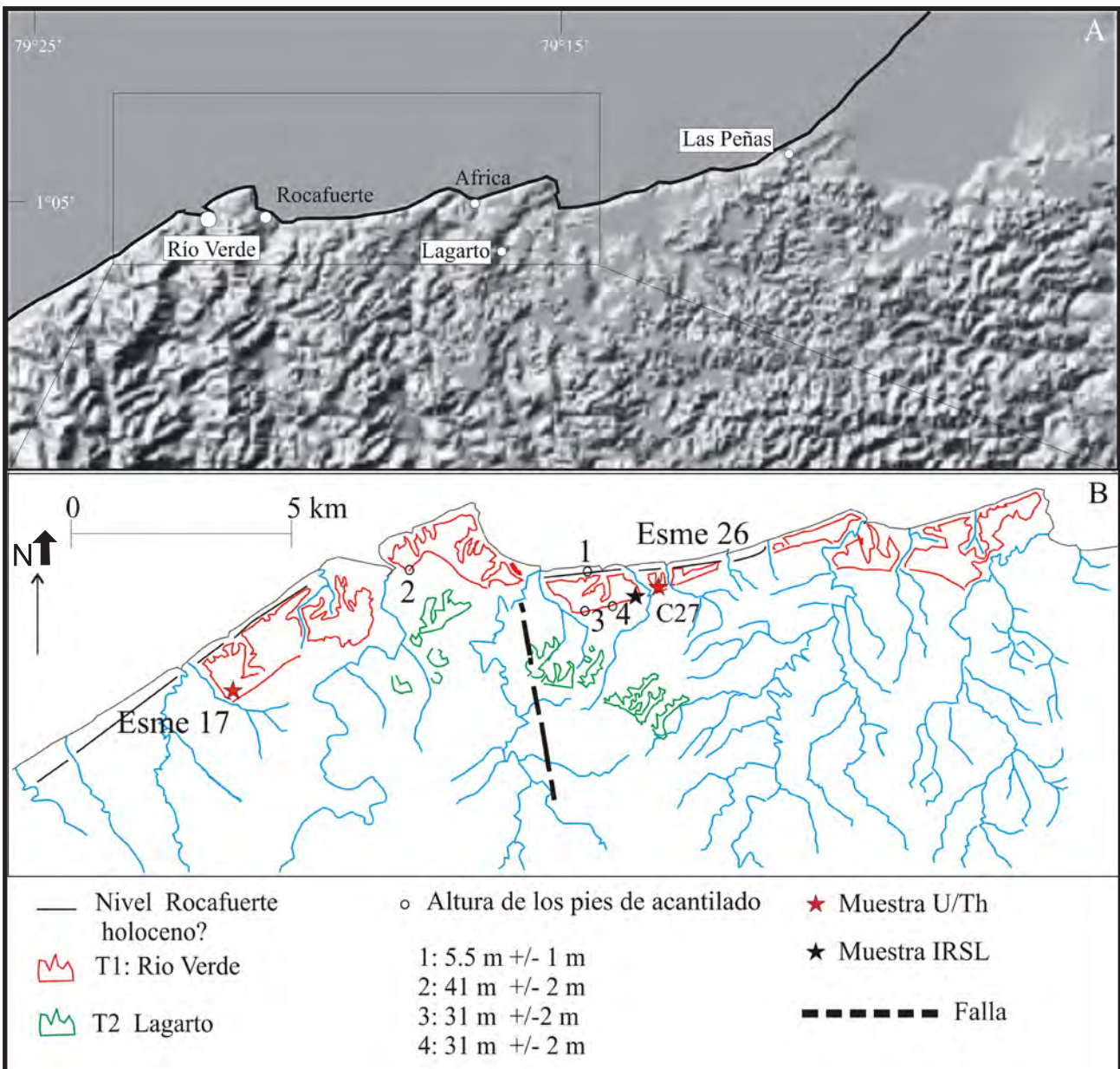


Figura 2. Secuencia Ia en Río Verde (A) MNT de la zona (B) Extensiones de la terrazas.

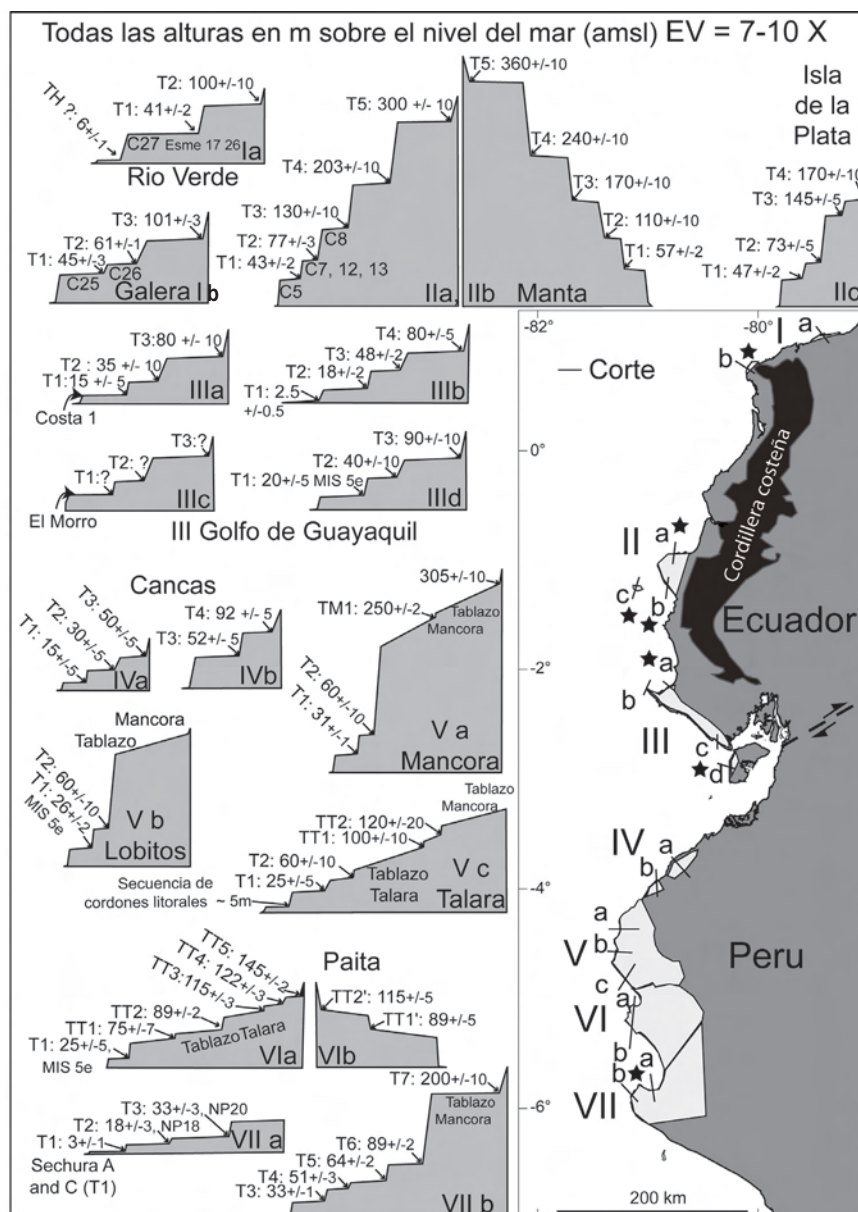


Figura 3. Alturas de las terrazas marinas a lo largo del Arco de Talar. Números romanos: ver Figura 1

En Punta Galera, 3 terrazas marinas T1, T2 y T3 (secuencia Ib, Figuras 3 y 4), erosionadas en la formación Onzole están localmente cubiertas por 2-3 m de sedimentos marinos. En la parte oriental de la Punta, las terrazas cubren un área de 3 a 5 Km de ancho y de 15 a 20 Km de largo, limitada al sur por la falla Galera (NE-SO) (DGGM, 1980). Las alturas máximas de los pies de acantilado de T1, T2 y T3 se ubican a 45 ± 2 m, 61 ± 3 m y 101 ± 3 m respectivamente (Figuras 3 y 4). La falla Cumilínche (NE-SW) (DGGM, 1980) desplazó T1 y T2 (Figura 4) en 10 m y 20 m respectivamente, lo que indica un levantamiento menor en la parte SE de la falla. La terraza marina no tiene sedimentos que se puedan muestrear para datación. Los depósitos de T1 y T2 fueron muestreados (C25 y C26) para obtener datos de edades (Figura 4).

4.1.1.2. Edades y tasas de levantamiento

En Río Verde (secuencia Ia), la muestra C27 (T1) dio una edad mínima corregida IRSL de 60 ± 13 ka, mientras que las muestras Esme 17 y Esme 26 dieron edades U/Th mínimas de 74 ± 1.2 y 55 ± 3 ka respectivamente, con fuertes evidencias de contaminación. (Tabla 1). Se propone correlacionar el pie de acantilado de T1 con MISS 5e (130 ka), aunque las edades parecen jóvenes. Esta propuesta se hace por evidencias de contaminación en Uranio que implica una fuerte dosis anual y entonces una sobre-estimación de la edad de estas muestras (edades mínima). Así las tasas de levantamiento calculadas para T1 es de 0.30 mm/a.

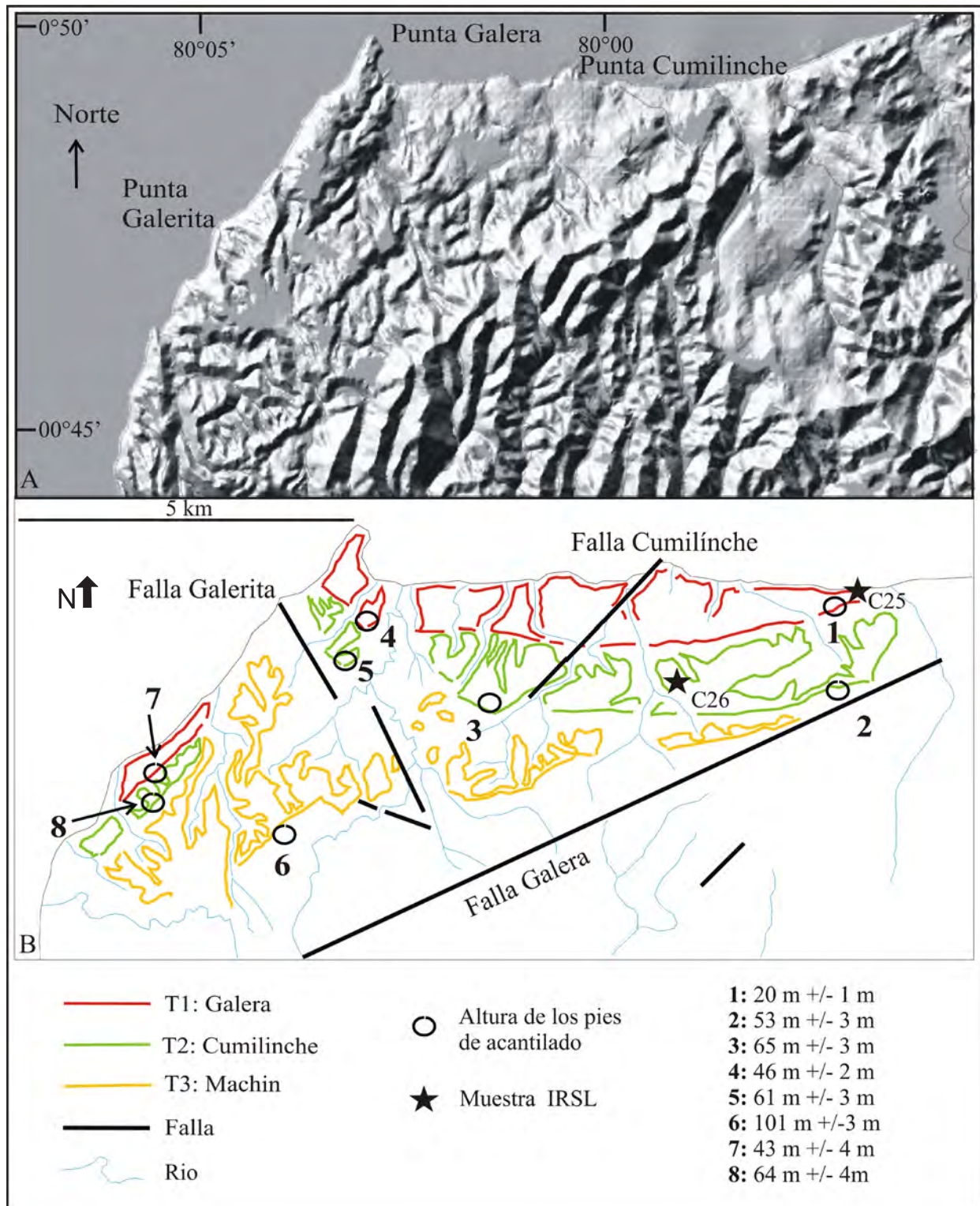


Figura 4. Secuencia Ib en Punta Galera (A) MNT de la zona. (B) Extensiones de las terrazas.

En Punta Galera (secuencia Ib) las muestras C25 (T1) y C26 (T2) dieron edades corregidas IRSL de 98 ± 23 ka y 220 ± 42 ka respectivamente (Tabla 1). Propusimos correlacionar el pie de acantilado de T1 con MISS 5e (130 ka), aunque los depósitos

muestreados sugieran una edad MISS 5c (105 ka). No hay evidencias morfológicas de pie de acantilado para MIS 5a y/o 5c en el paisaje. La edad C26 (220 ± 42 ka) nos lleva a proponer una correlación con MIS 7 (220 ka) para T2 (Tabla 2).

Tabla 1. Dataciones IRSL de los depósitos de las terrazas marinas a lo largo del Arco de Talara

Secuencia y muestra		Dosis equivalente		Dosis anual		Edad IRSL (ka)				Terraza	MIS o MISS Considerado para la terraza
		(Gy)		(Gy/ka)		Medida		Corregida			
			err		err		err		err		
Ia Río Verde	C27	39	11	0.99	0.07	39	11	60	13	T1	5e
	C25	66	13	1.04	0.08	63	13	98	23		T1
Ib Punta Galera	C26	182	49	1.29	0.10	141	40	220	42	T2	7
IIa y IIB Península de Manta	C5	76	11	1.36	0.10	56	8	76	18	T1	5e
	C7	230	26	1.45	0.13	158	15	232	35	T2	7
	C8	190	9	1.13	0.11	168	17	272	38	T3	9
	C12	169	9	1.29	0.12	131	20	212	3	T2	7
	C13	195	30	1.35	0.12	138	15	203	32	T2	7
IV Cancas	C23	112	22	1.33	0.12	84	17	115	23	T1	5e
	NP6	136	6	2.02	0.12	67	6	99	6	T2	7 ?
Va Los Organos	NP7	120	5	2.07	0.14	58	5	78	5	T1	5e
	NP2	94	11	1.99	0.09	47	6	74	6	T1	5e
Vb Lobitos	NP4	241	14	2.24	0.13	108	9	160	9	Mancora	< 11
	NP5	134	14	2.14	0.15	63	8	88	8	T1	5e
VIb Península de Paita	NP3	259	17	2.35	0.14	110	10	171	10	Mancora	< 11
	NP10	236	12	2.48	0.14	95	7	159	7	T2	11 y/o 13
VIIa Bahía Bayovar	NP11	250	8	3.05	0.19	82	6	131	6	T1	9 y/o 11
	NP18	206	13	2.80	0.16	73	6	111	6	T2	5e
	NP20-1	331	32	4.53	0.32	73	9	107	9	T3	7
	NP20-2	331	32	3.68	0.20	90	10	133	10	T3	7
	NP20-3	331	32	2.86	0.15	116	13	172	13	T3	7

Las tasas de levantamiento calculadas para T1 y T2 son de 0.33 mm/a (Tabla 2) al Oeste de la falla de Cumilínche (Figura 5). Si un levantamiento constante de 0.30 mm/a es extrapolado en

el tiempo la elevación de 101 ± 5 m para el pie de acantilado de T3 podría sugerir que esta terraza fue formada entre 320 ka y 350 ka, i.e. durante MIS 9 (330 ka).

Tabla 2. Tasas de levantamiento determinadas a partir de las terrazas marinas fechadas

Secuencia y terraza		Altura del pie de acantilado (m)	Edad (ka) del MIS o MISS	Nivel eustático (m)	Desplacamiento (m)	Tasa de levantamiento (mm/a o m/ka)	
I Galera	T1	46 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	41 +/- 3	0.34 +/- 0.02	
	T2	65 +/- 3	220 (7)	-1 +/- 1	66 +/- 4	0.30 +/- 0.02	
II Manta & La Plata	Ila	T1	43 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	38 +/- 3	0.31 +/- 0.02
		T2	77 +/- 3	220 (7)	-1 +/- 1	78 +/- 4	0.35 +/- 0.01
		T3	130 +/- 10	330 (9)	1 +/- 1	129 +/- 11	0.39 +/- 0.03
	Iib	T1	57 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	51 +/- 3	0.42 +/- 0.02
		T2	110 +/- 10	220 (7)	-1 +/- 1	111 +/- 11	0.50 +/- 0.05
		T3	170 +/- 10	330 (9)	1 +/- 1	169 +/- 11	0.51 +/- 0.03
	Iic	T1	43 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	38 +/- 3	0.31 +/- 0.02
	III Santa Elena	T1	18 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	13 +/- 3	0.10 +/- 0.02
	Iva Cancas	T1	30 +/- 5	120 (5e)	5 +/- 1	25 +/- 6	0.20 +/- 0.05
VI	Va	T1	31 +/- 1	120 (5e)	5 +/- 1	26 +/- 2	0.21 +/- 0.01
		T2	60 +/- 10	220 (7)	-1 +/- 1	61 +/- 11	0.27 +/- 0.05
	Vb	T1	26 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	21 +/- 3	0.17 +/- 0.02
		T2	60 +/- 10	220 (7)	-1 +/- 1	61 +/- 11	0.27 +/- 0.05
VI Paíta	T1	89 +/- 2	330 (9)	1 +/- 1	88 +/- 3	0.26 +/- 0.01	
	T2	115 +/- 3	400 (11)	6 +/- 1	109 +/- 4	0.27 +/- 0.01	
VII Bayovar	T2	18 +/- 3	120 (5e)	5 +/- 1	15 +/- 6	0.12 +/- 0.05	
	T3	33 +/- 1	220 (7)	-1 +/- 1	34 +/- 2	0.15 +/- 0.01	

4.1.2. Península de Manta e Isla de la Plata (secuencias Iia - Iic)

4.1.2.1. Descripción

Estudios recientes (Cantalamesa y Di Celma, 2004; Pedoja et al., 2006b) caracterizaron las secuencias de terrazas marinas en la parte central de la costa ecuatoriana (i.e. Península de Manta e Isla de La Plata). Varias terrazas marinas se encuentran bien preservadas en la Península de Manta (Figuras 6, 7), la más antigua se ubica a una altura máxima de 360 ± 10 m (secuencia Iib, Figuras 3, 6, 7). Las secuencias incluyen hasta 5 terrazas mayores sobre la península (secuencias Iia y Iib, Figura 3), de las cuales Cantalamesa y Di Celma (2004) solamente describen tres. La disposición geométrica de las 2 terrazas más altas (T4 y T5) muestra que la península de Manta fue una isla antes de conectarse con el continente al momento de la formación de la terraza marina T3. Ubicada a unos

25 Km al Sur Oeste de la Península de Manta, la Isla de la Plata (Figura 8) presenta un secuencia de 4 terrazas marinas erosionadas en el basamento cretácico de la isla (Formación Piñon) (DGGM, 1970). En la parte Norte de la península de Manta (secuencia Iia, Figura 3), los pies de acantilado de las terrazas T1, T2, T3, T4 y T5 fueron encontrados a alturas máximas de 43 ± 2 m, 77 ± 3 m, 130 ± 10 m, 203 ± 10 m, y 300 ± 10 m, respectivamente. En la parte Sur de la Península de Manta (secuencia Iib, Figura 3), las terrazas T1, T2, T3, T4 y T5 fueron encontradas a alturas de 57 ± 2 m, 110 ± 10 m, 170 ± 10 m, 240 ± 10 m, 360 ± 10 m, respectivamente. Las diferencias de elevaciones para las mismas terrazas al Norte y al Sur de la península (por ejemplo T1 a 57 ± 2 m al Sur y 43 ± 2 m al Norte) son atribuidas a los movimientos en la zona de falla de Montecristi (DGGM, 1970), que es una falla transcurrente antigua reactivada durante el Pleistoceno (Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2003; Pedoja et al., 2006b).

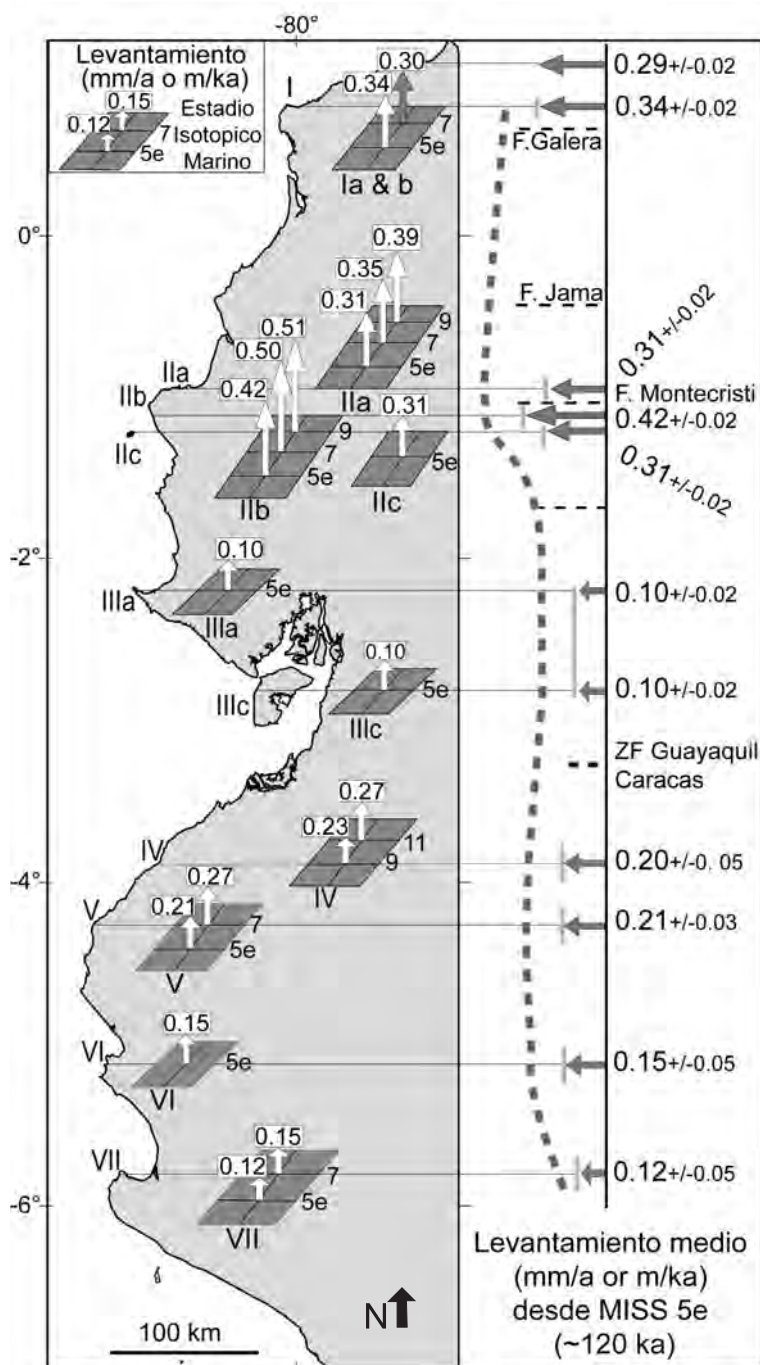


Figura 5. Tasas de levantamiento a lo largo del Arco de Talara. Números romanos: ver Figura 1.

Los depósitos de estas tres terrazas más bajas fueron muestreados para dataciones (Figura 6D). En la secuencia IIa, la muestra IRSL C5 fue tomada dentro de un depósito de T1 lejos del pie de acantilado. Las muestras C7, C12, C13 provienen de los depósitos de T2 y C8 de los depósitos de T3. C23 fue muestreada en T1 de la secuencia IIb. La fauna de los depósitos de T1 y T2 (secuencia IIa) fue muestreada para datación U/Th con las muestras Manta 6 y Manta 10 respectivamente (Figura 6D).

En la isla de la Plata, los pies de acantilado de las terrazas T1, T2 y T3 se ubican respectivamente en las alturas 47 ± 2 m, 73 ± 3 m, y 145 ± 5 m. La terraza T4 se encuentra a 160 m. Como la plataforma constituye el tope de la isla, el pie de acantilado no se conservó, por lo que se ha estimado un paleo nivel relativo del mar a 170 ± 10 m. Muestras de conchas fueron recolectadas en los depósitos de T1 para datación U/Th (muestra Costa 4, Figura 8B).

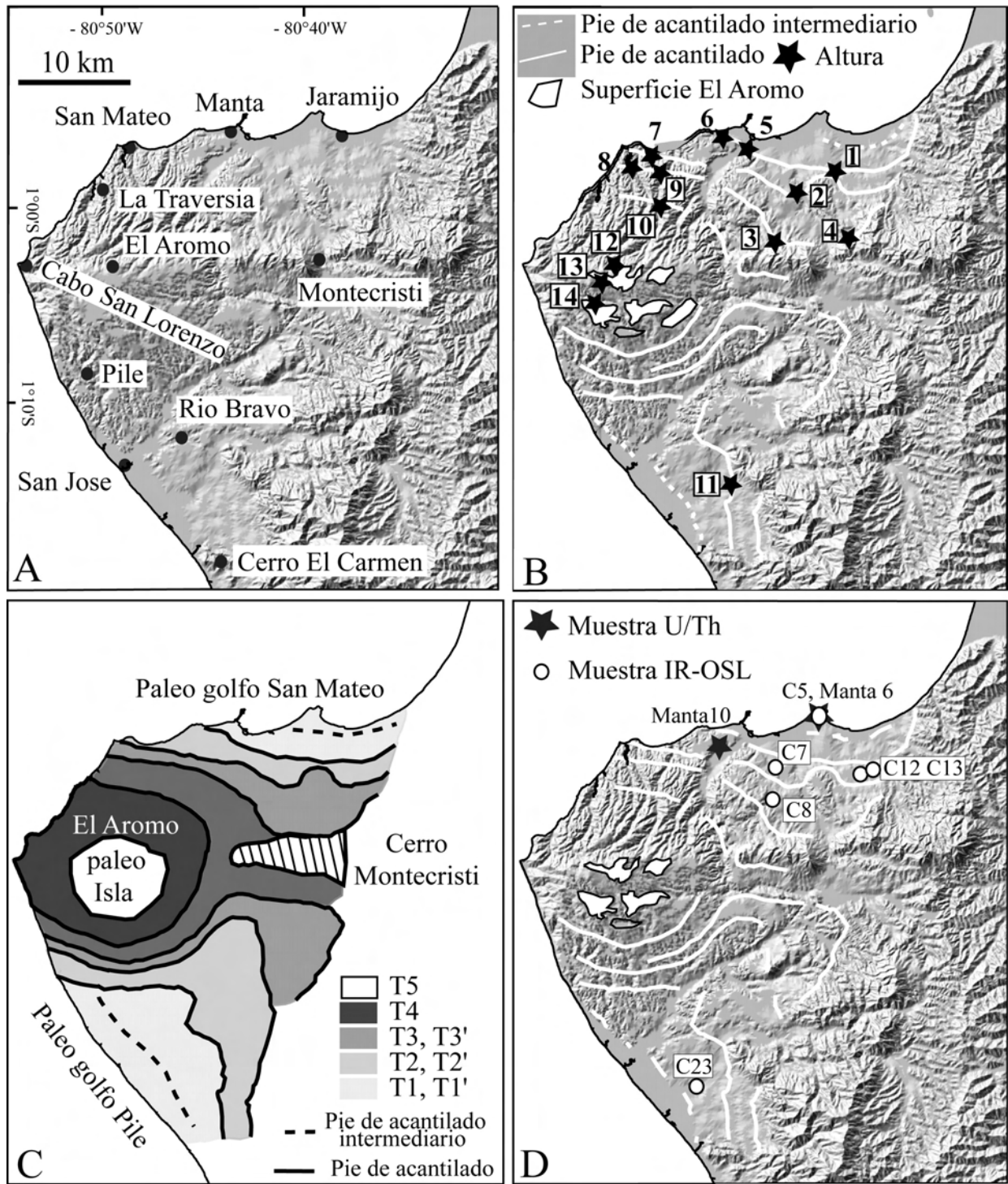


Figura 6. Terrazas marinas en la Península de Manta. **(A)** MNT de la Península. **(B)** Pies de acantilados, números se refieren a las Alturas 1: 43 ± 2 m, 2: 77 ± 3 m, 3: 110 ± 5 m, 4: 130 ± 10 m, 5: 30 ± 2 m, 6: 25 ± 3 m, 7: 67 ± 1 m, 8: 110 ± 2 m, 9: 113 ± 2 m, 10: 203 ± 10 m, 11: 57 ± 2 m, 12: 300 ± 10 m, 13: 340 ± 10 m, 14: 360 ± 10 m. **(C)** Reconstrucción de las superficies cubiertas por terrazas marinas (i.e. sin erosión). Paleo golfo San Mateo: T1 Jaramijo, T2 San Mateo, T3 Montecristi. Paleo golfo Pile: T1' Bravo, T2' Pile, T3' Montesolitario. T4 Chispas. T5 El Aromo. **(D)** Muestreo.

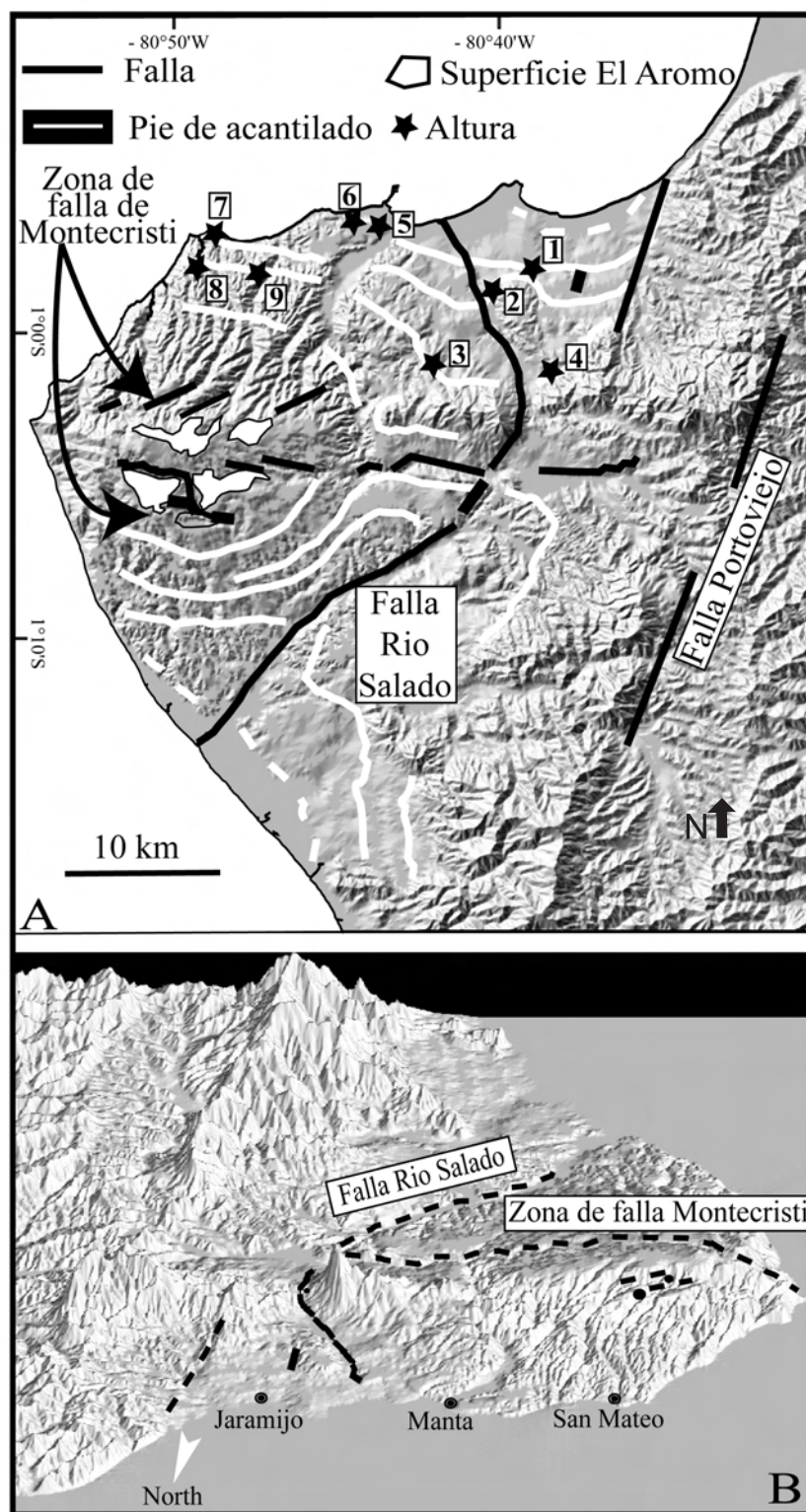


Figura 7. Tectónica cuaternaria deducida por las alturas de las terrazas marinas (en negro) sobre la Península de Manta. (A) Vista vertical enseñando las relaciones entre neo-tectónica y los pies de acantilados. Sol: azimuth 40° , inclinación 20° . Cámara: azimuth 0° , inclinación 40° . (B) Vista oblicua desde el norte. Sol: azimuth 40° , inclinación 20° . Cámara: azimuth 180° , inclinación 40° .

4.1.2.2. Edades y tasas de levantamiento

En la parte Norte de la Península (Secuencia IIa, Figuras 3, 6, y 7), varias edades fueron

obtenidas (IRSL y U/Th). Muestras de los depósitos de T1 (C5 y Manta 6) tienen una edad IRSL de 76 ± 16 ka (C5, Tabla 1) y U/Th de 85 ± 1.2 ka (Tabla 3).

Tabla 3. Dataciones U/Th de los depósitos de las terrazas marinas a lo largo del Arco de Talara

	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$\pm ^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$\pm ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Age (ka)	+	-
Manta-10			1.1168	0.009	85.060	1.221	1.202
	Const. ^{230}Th	0.00919					
	Const. ^{234}U	0.002835					
Manta-6			1.0664	0.005	187.967	3.722	3.577
	Const. ^{230}Th	0.00919					
	Const. ^{234}U	0.002835					
Costa 4			1.9205	0.0145	104.146	1.872	1.840
	Const. ^{230}Th	0.00919					
	Const. ^{234}U	0.002835					
Costa-1	0.74530	0.01120	1.3365	0.0256	136.204	4.536	4.298
	Const. ^{230}Th	0.009195					
	Const. ^{234}U	0.002835					
Costa-1bis	0.66480	0.00590	1.3062	0.0118	111.974	1.854	1.814
	Const. ^{230}Th	0.009195					
	Const. ^{234}U	0.002835					
El Morro	0.60790	0.00990	1.1907	0.0228	98.443	2.906	2.796
	Const. ^{230}Th	0.009195					
	Const. ^{234}U	0.002835					
El Morro-bis	0.59680	0.00100	1.2100	0.0016	95.393	0.268	0.268
	Const. ^{230}Th	0.009195					
	Const. ^{234}U	0.002835					

Se piensa que el pie de acantilado de T1 se formó durante MIS 5. Las muestras C7, C12, y C13 provienen de los depósitos de T2, los cuales dieron edades IRSL de 232 ± 35 ; 212 ± 3 , 203 ± 32 ka, respectivamente; mientras que la muestra Manta 10 dio una edad U/Th mínima de 187 ± 3.7 ka. Se propone correlacionar el pie de acantilado de T2 con MIS 7. La muestra C8 tomada de un depósito de T3 tiene una edad IRSL de 272 ± 38 ka, lo que lleva a correlacionar el pie de acantilado de T3 con el MIS 9 (330 ka). En la parte Sur de la península de Manta, la muestra C23 obtenida en los depósitos de T1 tiene una edad IRSL de 115 ± 23 ka que indica una correlación con el MISS 5e. Por correlación estratigráfica con la secuencia del Norte, se propone correlacionar los pies de acantilado de T2 y T3 con MIS 7 y 9, res-

pectivamente. En la Isla de la Plata (secuencia IIc, Figuras 3 y 6), la muestra Costa 4 tiene una edad U/Th mínima de 104 ± 1.8 ka, sugiriendo que el pie de acantilado de T1 fue formado durante MIS 5, y probablemente durante MISS 5e. Para la secuencia IIa, la tasa de levantamiento se encuentra entre 0.30 ± 0.03 (MISS 5e) y 0.39 ± 0.03 mm/a (MIS9) (Figura 5). Para la secuencia IIb, en la parte Sur de la península, la tasa de levantamiento se encuentra entre 0.41 ± 0.04 (MISS 5e) y 0.51 ± 0.03 mm/a (MIS 9). Debido al margen de error, la diferencia entre las tasas de levantamiento no son consideradas como significativas. En esta zona, (parte Sur de la península de Manta), Cantalamessa y Di Celma (2004) solamente describieron 3 terrazas marinas con una pendiente baja hacia el Sur.

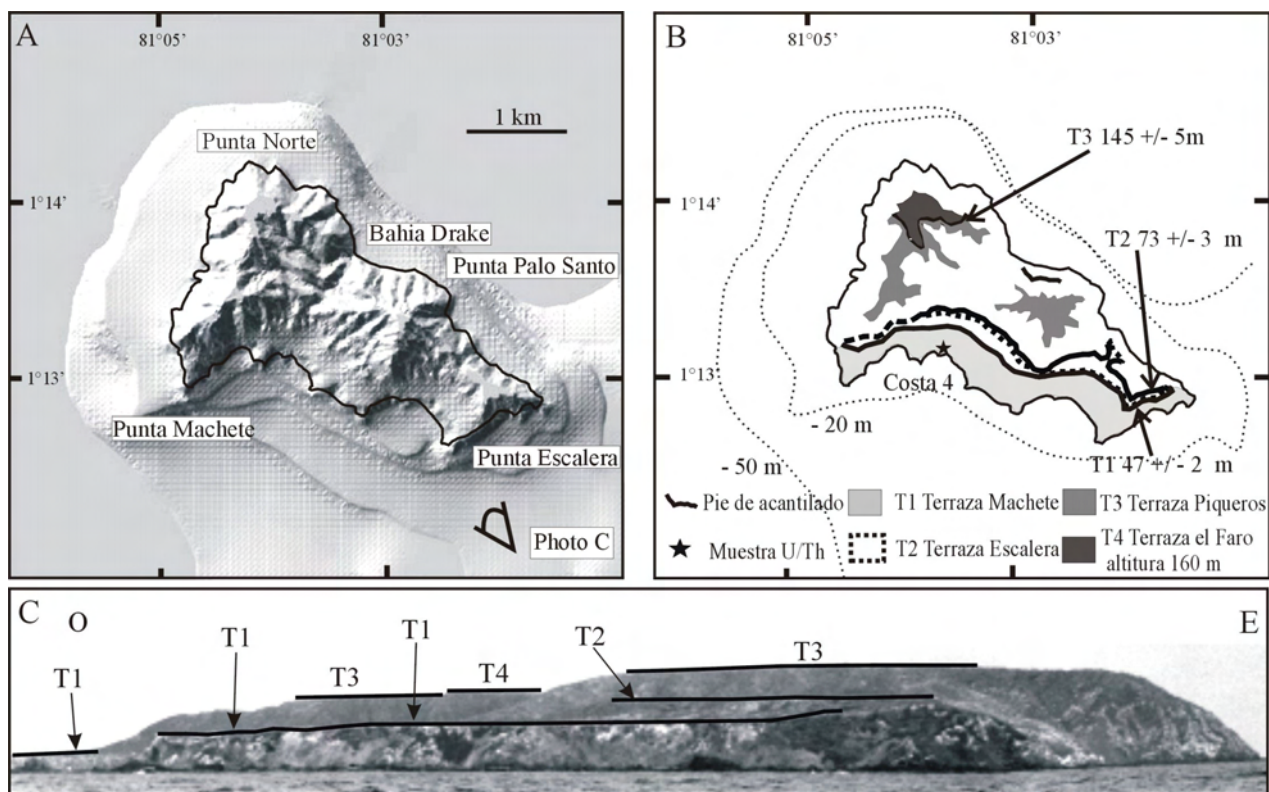


Figura 8. Terrazas marinas en la Isla de la Plata. (A) MNT de la Isla. (B) Secuencia de terraza marinas a la misma escala. (C) Foto interpretada de la Isla con el punto de vista indicado en (A).

En la Isla de la Plata la correlación del pie de acantilado de T1 con MISS 5e sugiere una tasa de levantamiento de 0.30 ± 0.04 mm/a (Figura 5). Estos resultados se encuentran en concordancia con las tasas de 0.4 mm/a de Cantalamessa y Di Celma (2004) para el pie de acantilado de T1 (denominado Plata 3 en su tabla 1). La diferencia proviene del hecho de que ellos estimaron la altura del pie de acantilado de T1 a 55 ± 5 m, mientras que en el presente estudio se encontró a 47 ± 2 m y también debido a la edad considerada para el MISS 5e (124 contra 120 ka). Este trabajo sugiere que T2 (también referido como Plata-3, en su tabla 1), T3 (Plata 2) y T4 (Plata 1) pueden ser relacionados con MIS 7, MIS 11 y MIS 13, respectivamente, y que la terrazas del MIS 9 no están presentes en la isla. En este sector, con solamente una datación (muestra Costa 3, Tabla 3), es muy difícil proponer una interpretación. En la parte norte de la península de Manta, extrapolaciones de la tasa de levantamiento del Pleistoceno tardío sugieren edades de 650 ka hasta 710 ka para T4 (203 ± 10 m) y ~ 1 Ma para T5 (300 ± 10 m).

4.1.3. Parte Norte del golfo de Guayaquil (secuencias IIIa - IIIc)

Desde la península de Santa Elena hasta la isla Puná, un segmento recto de costa rocosa con secuencias de terrazas marinas (DGGM, 1974; DGGM, 1975), se encuentra presente en el borde Norte del graben constituido por el Golfo de Guayaquil (Deniaud, 2000; Deniaud et al., 1999; Dumont et al., 2005a; Dumont et al., 2005b; Witt et al., 2006).

4.1.3.1. Descripción

Los estudios geológicos precedentes muestran la presencia de 3 terrazas marinas en la península de Santa Elena (Hoffstetter, 1948; Marchant, 1961), y su extensión al Este a lo largo de la margen Norte del golfo de Guayaquil hasta la isla Puná (Bristow y Hoffstetter, 1977; Dumont et al., 2005b). Esta secuencia de 3 terrazas marinas (T1, T2, T3) se observa a lo largo de una gran distancia, y la altura de los pie de acantilados se mantiene estable durante decenas de kilómetros.

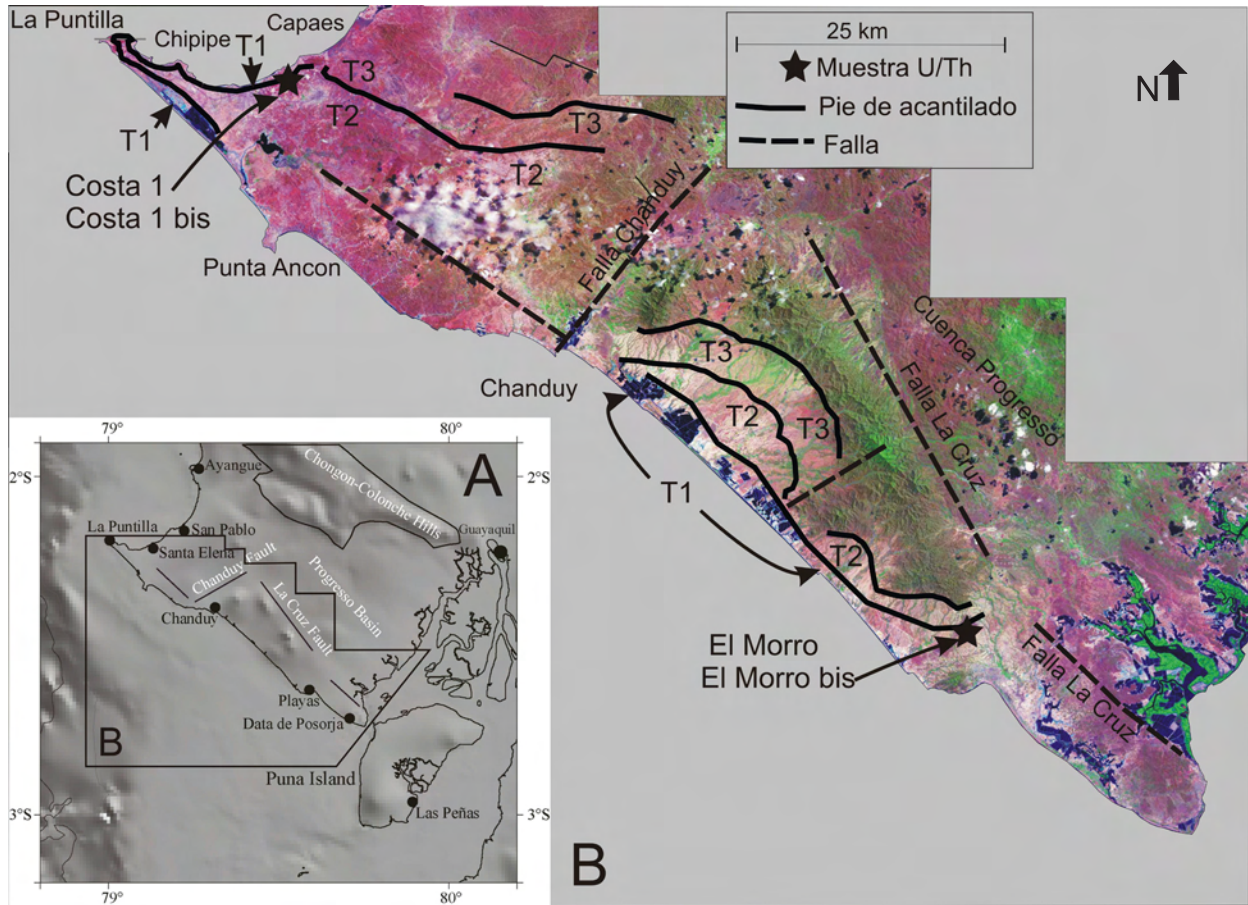


Figura 9. Terrazas marinas en la Península Santa Elena. (A) MNT de la zona. (B) Secuencia de terrazas marinas sobre Imágenes Landsat.

En la península, la falla La Cruz y los cerros de la Estancia limitan la secuencia de la cuenca de Progreso. Fallas perpendiculares a la línea de costa (falla Chanduy, Figura 9 por ejemplo) no fueron activas desde la formación de las terrazas. Cerca de Santa Elena (secuencia IIIa, Figura 3, 9), las terrazas T1, T2 y T3 presentan respectivamente las siguientes elevaciones: 15 ± 5 m, 35 ± 10 m y 80 ± 10 m (Figura 9). Al Norte de la península, cerca de la ciudad de Santa Elena, T1 está asociada con depósitos marinos que alcanzan hasta 2 m de espesor. Varios indicios de fauna fueron muestreados en los depósitos de T1 en la parte Sur de la península de Santa Elena (muestras Costa 1 y 1 bis, El Morro y El Morro bis) (Figura 9). La terraza Santa Elena (Hoffstetter, 1948), T2 de este estudio, presenta un pie de acantilado a una altura de 35 ± 10 m cerca de Santa Elena (Figuras 3 y 9). Areniscas gruesas constituyen los depósitos de la terraza Santa Elena. La terraza T3 forma las mesetas del área, a una elevación de 80 ± 10 m en los alrededores de Santa Elena (cerro de Ballenita). Al igual

que T2 tampoco se encontraron sedimentos convenientes para dataciones en la terraza T3. En el cerro del faro, en la Puntilla cerca de Salinas, el basamento de chert permitió la conservación de una secuencia de 4 terrazas marinas (secuencia IIIb, Figura 3). De hecho, una plataforma fósil se ubica entre la costa y la terraza a 15-20 m (i.e. T1 del resto de la península y de la isla Puná). Así en esta zona, los pie de acantilados de T1, T2, T3, y T4 se encuentran a 2.5 ± 0.5 m, 18 ± 2 m, 48 ± 2 m y 80 ± 5 m, respectivamente (Figura 3). En esta zona, T2 es el equivalente de la terraza T1 (terrazas Muey de Hoffstetter, 1948) en otros sectores de la Península (Figura 3).

4.1.3.2. Edades y tasas de levantamiento

Medidas de U/Th en los fósiles de los depósitos de T1 (Secuencia IIIa, Figura 3), en la parte Norte de la Península, fueron realizadas sobre la columella gruesa de un gasterópodo, *Conus* aff. *fergusoni* en dos muestras Costa 1 y Costa 1 bis (Figura 9).

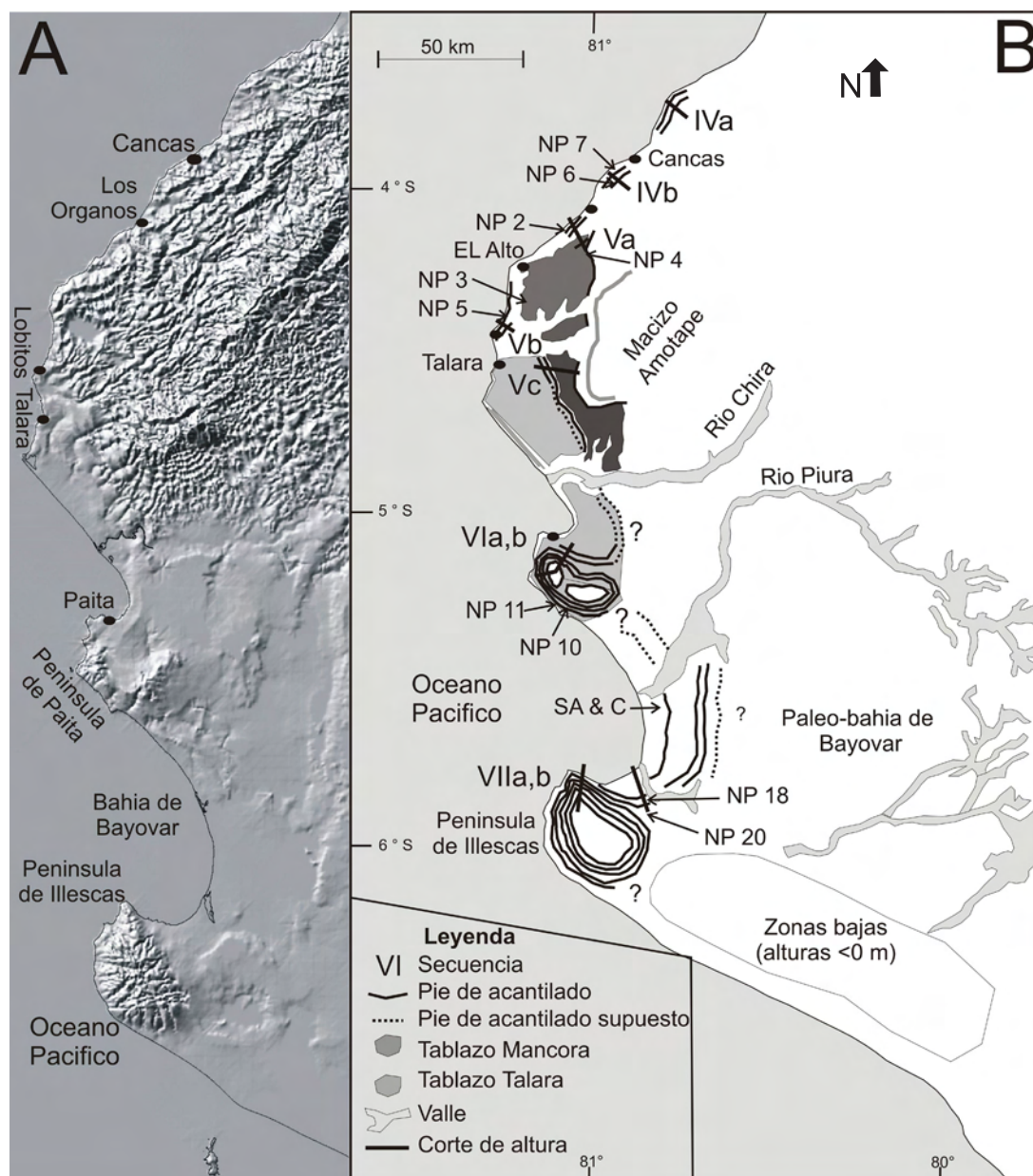


Figura 10. Terrazas marinas en el Norte de Perú. (A) MNT de la zona. (B) repartición de las secuencias.

Los resultados indicaron una edad mínima de 111 y 136 ka respectivamente. En la parte Sur de la Península, medidas de U/Th hechas sobre *Anadara grandis* (muestras El Morro y El Morro bis, Figura 9) dieron edades de 98 y 95 ka (Tabla 3). Según los resultados U/Th y la comparación con la interpretación crono estratigráfica de Dumont et al. (2005b) para la isla Puná, se propone correlacionar T1 con el MISS 5e. Su homólogo, T2 de la secuencia IIb, Figura 3 es tentativamente atribuido con el MIS 5e por correlación morfológica entre ambas secuencias en la Península y en la isla Puná. En este caso, se propone que la terraza baja T1 fue formada posteriormente durante una fase alta del nivel del mar en el último interglacial (MIS 5 sub estadio 5a or 5c).

Las tasas de levantamiento deducidas de la altura de T1 en la secuencias IIIa y III d o de la altura de T2 en la secuencia IIIb (Figura 3), se ubican entre 0.07 y 0.10 mm/a (Figura 5). Considerando una tasa de levantamiento constante en el tiempo, las edades calculadas de T2 y T3 se encuentran entre 400 ka y 500 ka (T2), 600 ka y 900 ka (T3). Este levantamiento, relativamente débil, observado en el Golfo de Guayaquil, hubiera sido favorable a la re-ocupación de plataformas durante los sucesivos altos niveles del mar (Kelsey y Bockheim, 1994; Trenhaile, 2001; Trenhaile, 2002). De la misma forma que Dumont et al. (2005b), se propone que durante el MIS 9 (330 ka) y/o MIS 11 (440 ka) varias transgresiones

son responsables de la formación de la ancha y compleja terraza T2; mientras T3 pudo haber sido formada durante los altos niveles del Pleistoceno medio o temprano.

4.2 Norte del Perú

Las terrazas marinas del norte del Perú entre 3.5°S y 6.5°S cubren una superficie muy amplia (hasta 20 000 Km², Figura 10), y fueron objeto de interés científico desde 1916 (Berry in Bosworth, 1922). Estudios parciales usando el concepto moderno de terrazas fueron realizados (DeVries, 1984; DeVries, 1986; DeVries, 1988; Macharé y Ortlieb, 1994) pero ninguna descripción detallada de las terrazas marinas de la zona fue propuesta antes del trabajo de Pedoja et al. (2006c). A lo largo de esta zona, la repartición en altura de las terrazas corresponde a una serie de terrazas bajas (< 100 m), distintas (2 a 4), arriba de las cuales se encuentran los anchos y complejos "Tablazos" (Talara y Mancora) hasta una altura máxima de 305 m.

4.2.1 Cancas (secuencias IVa y IVb)

4.2.1.1 Descripción

Al Norte de Cancas (Figura 10) una secuencia de 3 terrazas marinas T1, T2, T3, se observa cerca de Acapulco (Secuencia IV a, Figuras 3 y 10). Los pies de acantilados de T1, T2 y T3 fueron encontrados a 15 ± 5 , 30 ± 5 y 50 ± 5 m, respectivamente. Al Sur de Cancas, la secuencia IVb (Figuras 3 y 10) incluye 2 terrazas marinas T3 y T4 preservadas a lo largo de un segmento costero de 7 Km, y con alturas de 52 ± 5 m y 92 ± 5 m, respectivamente.

4.2.1.2 Edades y tasas de levantamiento

A lo largo de este segmento costero, la terraza de mayor distribución en el paisaje corresponde al Tablazo Lobitos (DeVries, 1986; DeVries, 1988; Macharé y Ortlieb, 1994). La altura del pie de acantilado se ubica entre 18 y 30 m. Esta terraza fue morfo-estratigráficamente atribuida al MISS 5e (Macharé y Ortlieb, 1994). En consecuencia, se propone correlacionar T1 y T2 de la secuencia IVa con el MIS 5. Esta interpretación llega a una estimación del levantamiento local de 0.2 ± 0.05 mm (Figura 5) si se considera que el pie de acantilado de T2 (como el Tablazo Lobitos) fue erosionado durante el sub-estadio 5e

(120 ka). Considerando una tasa constante de levantamiento a lo largo del tiempo, las edades de T3 y T4 se ubicarían entre 188 y 380 ka (T3), 350 ka y 650 ka (T4). Las terrazas T3 y T4 son probablemente complejas, formadas respectivamente durante el MIS 7 y 9 (T3), y MIS 11 y 13 (T4).

4.2.2 Mancora (secuencias Va y Vb)

La región de Mancora está caracterizada por el ancho y complejo Tablazo Mancora (Bosworth, 1922), que tiene una superficie entre 160 m y 300 m de elevación con pendiente baja.

4.2.2.1 Descripción

4.2.2.1.1 Los Órganos (secuencia Va)

Al Sur de la localidad Los Órganos, la secuencia Va con las terrazas T1 y T2 se extiende a lo largo de un segmento costero de más de 10 Km de largo (Figura 6), con alturas de 31 ± 1 m y 60 ± 10 m para los pies de acantilados (Figura 3). Al igual que en la región de Cancas, T1 está muy bien preservada y desarrollada; mientras que, T2 solamente constituye una planicie discontinua en la cima de las lomas. La secuencia de terrazas marinas constituida por el Tablazo Mancora tiene un borde distal que yace a una altura de 160 m, mientras que el pie de acantilado más alto (TM1) se encuentra a una altura de 305 ± 10 m. A 250 ± 10 m de altura se encuentra un acantilado de 20 m de alto que se interpreta como un pie de acantilado intermedio.

4.2.2.1.2 Lobitos (secuencia Vb)

La secuencia Lobitos (Vb) es muy similar a la secuencia de Los Órganos (Va), incluyendo dos terrazas marinas T1 y T2 y el Tablazo Mancora. El pie de acantilado de la terraza T1 fue encontrado a una altura de 26 ± 2 m, y el de T2 a 60 ± 10 m (Figura 3).

4.2.2.2 Edades y tasas de levantamiento

El tamaño y la continuidad del Tablazo Lobitos (terraceza T1 de este estudio) son elementos que permiten correlacionar a este Tablazo con el MISS 5e. Esta interpretación sugiere una tasa de levantamiento media de ~ 0.20 mm/a al final del Cuaternario (Figura 5). Al igual que en la sección Norte, la edad de la terraza T2 puede ser deducida de las tasas de levantamiento, si esta se

considera constante a lo largo del tiempo. Tomando en cuenta el margen de error, se puede deducir que el pie de acantilado de T2 se formó entre 200 y 350 ka. Por lo tanto, T2 fue formada durante los MIS 7 y/o 9. Extrapolando una tasa de levantamiento media de 0.2 ± 0.1 mm/a para el Pleistoceno medio y superior, el Tablazo Mancora pudo haber sido formado entre 1.6 -3 Ma (0.1 mm/a) o entre 0.5 y 1 Ma (0.3 mm/a).

4.2.3 Tablazo Talara (secuencia Vc)

La elevación del Tablazo Talara (TT) se ubica entre 70 ± 10 m hasta al menos 120 ± 20 m, en el borde de las lomas de Amotape (Figuras 3 y 10). El Tablazo Talara se encuentra sobre una secuencia de dos terrazas marinas bajas (T1 y T2) y una secuencia de cordones litorales (secuencia Vc Figuras 3 y 10) en la zona de Colan. La secuencia de cordones litorales y las dos terrazas marinas bajas se encuentran a alturas de ~ 5 m, 25 ± 5 m (T1) y 60 ± 10 m (T2). El Tablazo Mancora (TM) se ubica sobre el Tablazo Talara (TT) en los flancos orientales de los cerros de Amotape, a una altura de ~ 300 m.

4.2.4 Península de Paita (secuencia Va y Vb)

4.2.4.1 Descripción

Al Norte de la bahía de Paita, T1 y T2 se encuentran a 25 ± 5 y 60 ± 10 m, respectivamente (Macharé y Ortlieb, 1994). Aquí se describen dos secuencias de terrazas marinas, ubicadas en las pendientes NNE (VIa) y SSO (VIb) de la Península. Las terrazas del NNE son mejor formadas que las del SSO (Figura 3). El basamento favoreció la conservación de varios pie de acantilados, los que corresponden al pie de acantilado intermedio del Tablazo Talara, por esta razón han sido denominados TT1, TT2, etc... La secuencia VIa incluye 5 terrazas marinas cuyos pie de acantilados tienen las siguientes alturas: TT1: 75 ± 7 ; TT2: 89 ± 2 ; TT3: 115 ± 3 ; TT4: 122 ± 2 y TT5: 145 ± 2 m (Figura 3). La terraza TT2 se encuentra alrededor del cerro de Paita mientras que TT1 no se observa claramente en el paisaje. Las terrazas TT3 y TT4 son estrechas (<100 m de ancho), la diferencia de altura entre sus respectivos pie de acantilados es reducida ($\sim 7-8$ m). El largo de la terraza TT5 sobrepasa los 200 m, con un acantilado fósil de más de 30 m de alto en la parte alta de la península de Paita, correspondiendo al pie

de acantilado más alto del Tablazo Talara. La secuencia Vb, sobre los flancos SSO de la Península de Paita, incluye las terrazas marinas TT1 y TT2 con pie de acantilados a alturas de 89 ± 4 y 115 ± 5 m. Estas terrazas se encuentran morfológicamente correlacionadas con sus equivalentes en el otro flanco del cerro de Paita (Figura 3). Como las dos secuencias han sido nombradas de manera independiente, la terraza TT2 en las pendientes NNE del cerro es equivalente a la terraza TT1 en la pendiente SSO.

4.2.4.2 Edades y tasas de levantamiento

Una terraza baja (T1) al norte de la Península de Paita encontrada a una altura de 25 ± 5 m, fue correlacionada con el MISS 5e por Macharé y Ortlieb (1994). Esta interpretación sugiere un levantamiento local para el Cuaternario superior a 0.16 ± 0.05 mm/a (Figura 5). Extrapolando esta tasa de levantamiento de $\sim 0.20 \pm 0.05$ mm/a, se propone que la formación del Tablazo Talara se realizó durante el periodo comprendido entre 700 ka hasta 1 Ma y en el MIS 11 (440 ka) o MIS 9 (330 ka).

4.2.5 Bahía de Bayovar y la Península de Illescas (Secuencias VIIa y VIIb)

4.2.5.1 Descripción

La bahía de Bayovar es bordeada al Sur por la península de Illescas. Terrazas marinas bajas T1 (3 ± 1 m), T2 (18 ± 3 m) y T3 (33 ± 5 m) se observan en la Bahía. En la península de Illescas se encuentran 4 terrazas marinas, T4 (51 ± 3 m), T5 (64 ± 2 m), T6 (89 ± 2 m) y T7 (200 ± 10 m) (Figura 3 y 10). La terraza más alta T7 tiene más de 4 Km de ancho y rodea la cima de la península de Illescas. La secuencia VIIa (Figura 3) incluye las terrazas T1, T2 y T3 observadas en la parte Sur de la bahía de Bayovar. La secuencia VIIb incluye las terrazas T4 hasta T7 en las pendientes Norte de la península de Illescas. La terraza T3 es continúa entre la bahía de Bayovar y la península de Illescas (33 ± 1 m). La terraza T1 (3 ± 1 m) constituye el nivel Salinas descrito por Macharé y Ortlieb (1994) a una altura de 3 ± 1 m. Fósiles de *Chione* sp, *Turitella* sp., *Anomia peruana* y *Megabalanus* sp. fueron encontrados en posición de vida a menos de 50 m del pie de acantilado, con edades de ^{14}C (Muestras Sechura A y C, Tabla 4). La terraza T2 (18 ± 3 m) tiene depósitos arenosos que fueron muestreados para dataciones IRSL (NP 18).

Arenas de playa tomadas en la terraza T3 (33 ± 5 m) fueron fechadas con IRSL (NP20). Las terrazas T4 hasta T7 son plataformas de abrasión, sin sedimentos o fósiles adecuados para dataciones.

4.2.5.2 Edades y tasas de levantamiento

Las dos muestras de ^{14}C (Sechura A y C) tomadas en los depósitos de T1 (3 ± 1 m), dieron resultados cerca del límite del método (~ 38 ka, Tabla 4). Estos resultados deben ser considerados como edades mínimas. La muestra NP18 tomada en la terraza T2 dio una edad IRSL mínima de 111 ± 8 ka (Tabla 1) que permite correlacionar T2 con el MISS 5e. La muestra NP20 tomada en los depósitos de T3 (33 ± 5 m) muestra una alta radioactividad (fuerte dosis anual), probablemente debido a una contaminación reciente. Considerando una dosis anual igual a la de NP18 (~ 2.8 , NP20- 3, Tabla 1), NP20 da una edad IRSL mínima de 172

± 23 ka, permitiendo correlacionar esta terraza con MIS 7 (~ 220 ka). Estas correlaciones, T2 con MISS 5e y T3 con MIS 7, sugieren una tasa media de levantamiento entre 0.12 mm/a y 0.15 mm/a. La extrapolación de una tasa constante de 0.13 ± 0.03 mm/a da edades ubicadas entre 300 y 540 ka para T4, 390 y 660 ka para T5, 550 y 910 ka para T6. Se sugiere que T4 y T5 fueron creadas durante el Pleistoceno medio: MIS 9 y/o 11 para T4, MIS 11 y/o 13 para T5. La terraza T6 está asignada a un alto nivel del mar durante el inicio del Pleistoceno medio, mientras que el Tablazo alto (T7) a niveles altos del mar antes de 1 Ma. De esta forma, el Tablazo T7 podría ser el equivalente del Tablazo Mancora, encontrado a una menor altura, debido a una tasa de levantamiento menor. La asignación de la terraza T2 al MISS 5e implica que la terraza T1 debe ser mas reciente que el MISS 5e i.e. MISS 5a (85 ka) o 5c (105 ka).

Tabla 4. Dataciones ^{14}C de los depósitos de las terrazas marinas

ANALYSIS: Radiometric-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT: (shell): acid etch

2 SIGMA CALIBRATION: (result is outside of the calibration range)

Muestra	Edad radiocarbono medida	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Edad radiocarbon convencional (*)
SECHURA A	36940 ± 990 BP	0.0^* o/oo	$37350 \pm 1040^*$ BP
SECHURA C	37210 ± 740 BP	0.0^* o/oo	$37620 \pm 780^*$ BP

5. Discusión y conclusiones

Las tasas medias de levantamiento calculadas para los MIS 5, 7, 9 y 11, no presentan evidencias de variaciones a lo largo del tiempo si se consideran los márgenes de error; así, las variaciones a lo largo del Arco de Talara pueden analizarse relativamente al MISS 5e (Figura 5). Se observa que las tasas de levantamiento del MISS 5e se ubican entre un mínimo de 0.10 mm/a (borde norte del Golfo de Guayaquil) y un máximo de 0.42 mm/a (Península de Manta) (Figura 5). Las variaciones de las tasas de levantamiento

a nivel local son generalmente del orden de ± 0.1 mm/a, por ejemplo en ambos lados de la falla de Montecristi. Esas variaciones locales corresponden a una onda corta de deformaciones del orden de <50 km de longitud, y marca en particular la presencia de fallas regionales. Dentro de las variaciones locales de las tasas de levantamiento, el Golfo de Guayaquil representa un accidente particular, marcado por una fuerte subsidencia dentro del corredor bien delimitado por la zona de falla Dolores Guayaquil. Esta zona de falla corta la costa extendiéndose por la falla Pallatanga hacia las Cordilleras Andinas (Dumont et al., 2005a;

Dumont et al., 2005b)(Winter et al., 1993). Se observa que el Gofio de Guayaquil se abre en un punto particular del Arco de Talara, que es el eje en donde la oblicuidad de la convergencia entre las placas de Nazca y América del sur diverge en la parte Norte hacia el Norte y en el Sur hacia el sur.

El conjunto de los datos del levantamiento costero que han sido obtenidos, permiten destacar la homogeneidad del levantamiento pleistoceno observado a lo largo de los ~1000 km del Arco de Talara. Sin embargo, la tasa más alta observada en la Península de Manta marca claramente un exceso de 0.2 ± 0.1 mm/a, con respecto al promedio del arco de Talara. Este exceso está claramente relacionado con una estructura regional bien identificada, la subducción de la Cordillera de Carnegie. El levantamiento en la Península de Manta generó una migración de la línea de costa de 40-45 km hacia el Oeste desde el Plioceno tardío, si se consideran las curvas topográficas de 300 m. Para el mismo período de tiempo la línea de costa cambió un poco más de 10 km al Norte y al Sur de la Península de Manta, en aquellas regiones con topografía similar.

Si se compara el levantamiento costero al frente de la subducción de la Cordillera de Carnegie, con otros casos de subducción de cordilleras oceánicas a lo largo de la costa pacífica de América Central y del Sur, el levantamiento de la Península de Manta es relativamente bajo. Frente a la Cordillera de Cocos, las tasas de levantamiento durante el Cuaternario se ubican entre 6.5 y 2.1 mm/a (Gardner et al., 1992); mientras que, una tasa de 1 mm/a para la totalidad del Cuaternario ha sido deducida de la exposición de turbiditas Plio-Pleistocenas (Corrigan et al., 1990). Al frente de la Cordillera de Nazca (Sur del Perú), el levantamiento documentado por las terrazas marinas es estimado en 0.47 mm/a por Hsu (1992) y 0.7 mm/a por Macharé y Ortlieb (1992). La mayor diferencia entre estos casos y lo estudiado en el presente trabajo es la existencia del bloque

Nor-Andino caracterizado por un movimiento de escape, lo que reduce el efecto de la convergencia y puede explicar la baja tasa del levantamiento de la costa ecuatoriana.

Finalmente, la homogeneidad del levantamiento observado a lo largo del arco de Talara, no puede explicarse por la yuxtaposición de fenómenos de levantamientos locales sino como una característica general de este Arco. Los datos actuales a lo largo de las costas de Perú, Ecuador y Colombia, muestran que el levantamiento costero que caracteriza el Arco de Talara se termina al Norte (CERESIS, 1985; Dumont et al., 2006) y al Sur (CERESIS, 1985) con los límites geométricos del Arco de Talara. El comportamiento de una zona de subducción con características geométricas semejantes a las del Arco de Talara fueron analizadas en modelos numéricos 3D por Boutelier (2004) y Bonnardot (2006). Los modelos demuestran el efecto de la forma del borde de la placa superior sobre las deformaciones en esta placa y el ángulo de la entrada de la placa en subducción (Bonnardot, 2006; Bonnardot et al., submitted). Una convexidad hacia el mar como en el Arco de Talara provoca un exceso de compresiones y un levantamiento fuerte del borde de la placa superior; al contrario una concavidad provoca un régimen de deformaciones extensivas resultando en la subsidencia del borde de la placa superior. Estos regímenes de levantamiento o subsidencia están simplemente relacionados con el ángulo de entrada de la placa subductándose, el cual depende de la curvatura del borde del continente en la entrada de la subducción. Una forma convexa determina un ángulo de entrada de la placa en subducción con una pendiente muy baja, hasta una distancia máxima del borde determinado por la cuerda que une los extremos de la curvatura o convexidad. La importancia del efecto de levantamiento o subsidencia del borde de la placa superior, depende también de la intensidad de las fricciones entre placa, que puede limitar el efecto de la geometría.

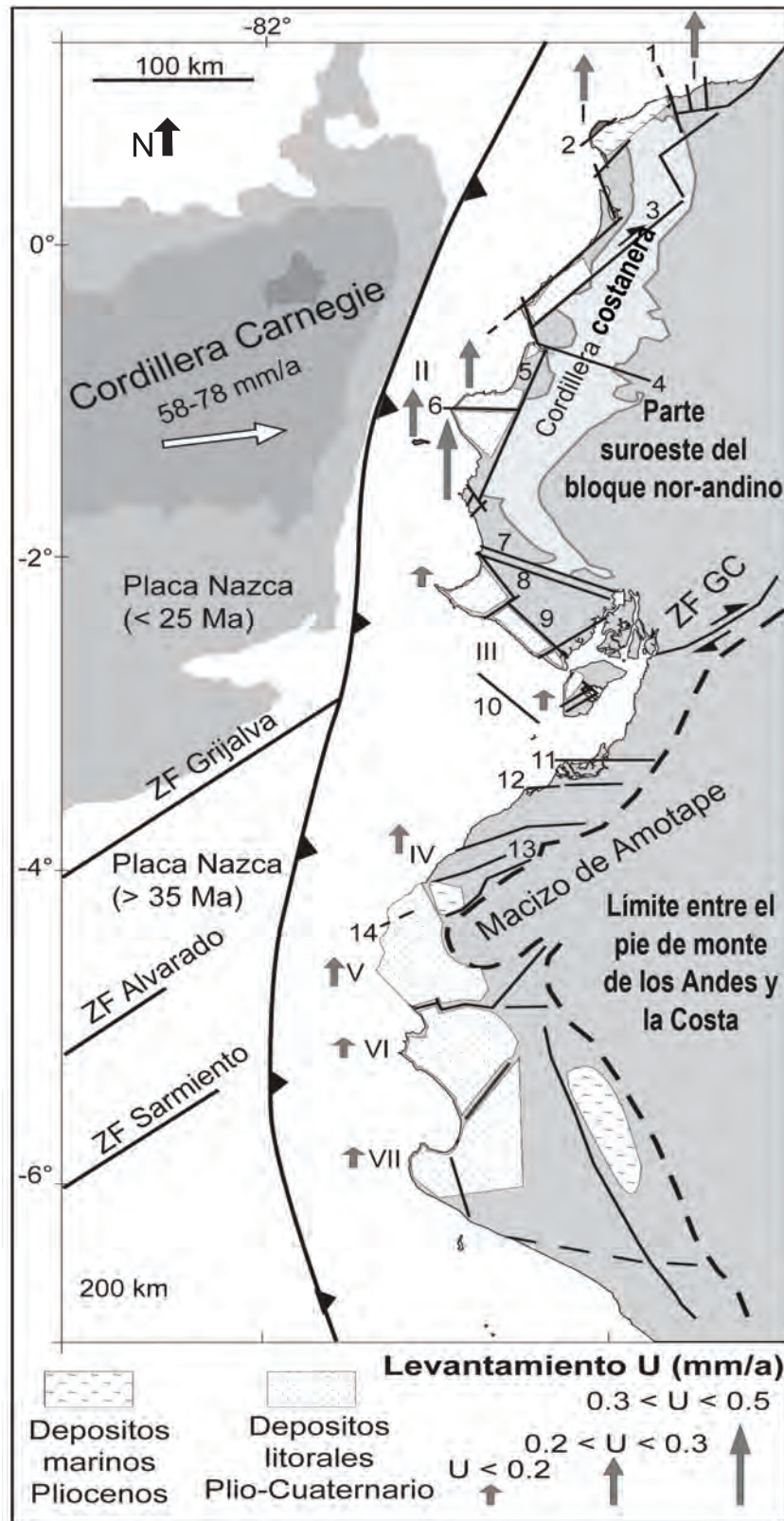


Figura 11. Relaciones entre el marco tectónico y el levantamiento costero a lo largo del Arco de Talara. **Fallas** 1 Esmeraldas, 2 Galera, 3 Jama, 4 Bahía, 5 Portoviejo, 6 Montecristi, 7 Colonche, 8 Carrizal, 9 La Cruz, 10 Posorja, 11 Tumbes, 12 Portovelo, 13 Cancas, 14 Restin. Números romanos : ver Figura 1.

Referencias

- Aitken, M. J., Thermoluminescence dating, Academic press, London, 359 pp., 1985.
- Aitken, M.J., An Introduction to Optical Dating, Oxford University Press, Oxford, 267 pp., 1998.
- Auclair, M., Lamothe, M., Bouab, N., Huot, S., Jennane, A., y Pedoja, K., The measurement and correction of anomalous fading of feldspar IRSL using SAR, *10th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating*, Reno, USA, pp. 74, 2002.
- Bonnardot, M.-A., Etude géodynamique de la zone de subduction Tonga-Kermadec par une approche couplée de modélisation numérique 3D et de sismotectonique. PhD Thesis, Nice-Sofia Antipolis, 254 pp., 2006.
- Bonnardot, M.-A., Hassani, R., Tric, E., Ruellan, E., y Régnier, M., 3-D mechanical modelling of subduction, Submitted.
- Bosworth, T. O., Geology of the Tertiary and Quaternary periods in the northwest part of Peru, MacMillan and Company, London, 1922.
- Boutelier, D., La modélisation expérimentale tridimensionnelle thermo-mécanique de la subduction continentale et l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température, PhD Thesis, Nice Sofia-Antipolis, 202 pp., 2004.
- Bristow, C. R., y Hoffstetter, R., Lexique Stratigraphique, Amérique Latine. Ed. CNRS, Paris, Fas. 5-2, Equateur: 410, 1977.
- Bull, W. B., Correlation of flights of global marine terraces, Morisawa M., y Hack J. (Editors), *15th Annual Geomorphology Symposium*. Hemel Hempstead, State University of New York, Binghampton, 129-152, 1985.
- Cantalamesa, G., y Di Celma, C., Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabi, Ecuador), *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 633-648, 2004.
- CERESIS, Mapa Neotectónico Preliminar de América del Sur, 1985.
- Corrigan, J., Mann, P., y Ingle, J. C., Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama - Costa Rica, *Geological Society of America*, 102, 628-652, 1990.
- Daly, M. C., Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forarc basin evolution in Ecuador, *Tectonics*, 8(4), 769-790, 1989.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., y Stein, S., Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.
- Deniaud, Y., Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: Etude des bassins d'avant arc et bilan de masse. *Géologie Alpine, Mémoire H.S.* (32), 159, 2000.
- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G., y Mascle, G., Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Séries II A, Earth and Planetary Science*, 328(3), 181-187, 1999.
- DeVries, T. J., Neotectónica del área de Cabo Blanco, noroeste del Perú, *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 73, 1-12, 1984.
- DeVries, T.J., The Geology and Paleontology of Tablazos in Northwest Peru, PhD Thesis, Ohio State University, 671 pp., 1986.
- DeVries, T. J., The geology of Late Cenozoic marine terraces (Tablazos) in northwestern Peru, *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2): 121-136, 1988.
- DGGM, Mapa geológico detallado del Ecuador, hoja Manta, Dirección General de Geología y Minas, Quito, 1970.
- DGGM, Mapa Geológico del Ecuador, Hoja Chanduy, Dirección General de Geología y Minas, Quito, 1974.
- DGGM, Mapa Geológico del Ecuador, Hoja Estero Salado, Dirección General de Geología y Minas, Quito, 1975.
- DGGM, Mapa geológico del Ecuador, Hojas 24 y 7, Esmeraldas e Punta Galera, escala 1/100.000°, Dirección General de Geología y Minas, Quito, 1980.
- Dumont, J.-F., y Benitez, S., Neotectonics of the coastal region of Ecuador : a new pluridisciplinary research project, *Third International Symposium of Andean Geodynamic (ISAG)*, P.R. Cobbold, Saint Malo, 175-178, 1996.
- Dumont, J.-F., Santana, E., Valdez, F., Tihay, J. P., Usselman, P., Ituralde, D., y Navarette, E., Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone; a case study for the effects of great subduction earthquakes, *Geomorphology*, 74, 100-123, 2006.
- Dumont, J.-F., Santana, E., y Vilema, W., Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador), *Geomorphology*, 65, 223-239, 2005a.
- Dumont, J.-F., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordoñez, M., Cruz, M., Jimenez, N., y Zambrano, I., Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puna and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America), *Tectonophysics*, 399, 331-350, 2005b.
- Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., y Eguez, A., Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, *Tectonophysics*, 259, 101-116, 1996.
- Feininger, T., y Bristow, R., Cretaceous and Paleogene Geologic History of Coastal Ecuador, *Geol. Rdsch.*, 849-874, 1980.
- Ganser, A., Facts and theories on the Andes, *J. Geol. Soc. London*, 129, 93-131, 1973.
- Gardner, T. W., Verdonck, D., Pinter, N., Slingerland, R., Furlong, K. P., Bullard, T. F., y Wells, S. G., Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica, *Geol. Soc. America. Bull.*, 104, 219-232, 1992.
- Guillier, B., Chatelain, J. L., Jaillard, E., Yepes, H., Poupinet, G., y Fels, J. F., Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central northern Ecuador (South America), *Geophys. Res. Lett.*, 28(19), 3749-3752, 2001.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., y Collot, J.-Y., Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 255-270, 1999a.
- Gutscher, M. A., Olivert, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P., y Maury, R., The «lost Inca Plateau»: cause of flat subduction beneath Peru, *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 335-341, 1999b.
- Herbert Veeh, H., Th²³⁰/U²³⁸ and U²³⁴/U²³⁸ Ages of Pleistocene high sea level stand, *Journal of Geophysical Research*, 71(14), 3379-3386, 1996.
- Hoffstetter, R., Notas sobre el Cuaternario de la península de Santa Elena (Ecuador), *Boletín de Informaciones Científicas Nacionales*, II(11 y 12), 19-44, 1948.
- Hsu, J. T., Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude, *Quaternary International*, 15-16, 87-97, 1992.
- Huntley, D. J., y Lamothe, M., Ubiquity of anomalous fading, its measurement, and correction for it in optical dating of K-feldspars, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(18), 419-439, 2001.

- Jailard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G., y Zambrano, I., Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous - Late Eocene times. En: A. J. Tankard, Suarez, S. R., y Welsink, H. J. (Editors), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, 615-631, 1995.
- Kellogg, J. N., y Vega, V., Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. En: P. Mann (Editor), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 75-90, 1995.
- Kelsey, H. M., y Bockheim, J.G., Coastal landscape evolution as a function of eustasy and surface uplift rate, Southern Cascadia margin, USA, *Geological Society of America Bulletin*, 110, 850-854, 1994.
- Lamothe, M., y Auclair, M., A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals, *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 319-323, 1999.
- Lonsdale, P., Ecuadorian subduction system, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62(12), 2454-2477, 1978.
- Macharé, J., y Ortlieb, L., Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru, *Tectonophysics*, 205, 97-108, 1992.
- Macharé, J., y Ortlieb, L., Morfoestratigrafía de los Tablazos del Noroeste peruano: neotectónica y fluctuaciones del nivel del mar, Resúmenes Extendidos del VIII Congreso Peruano de Geología, 238-241, 1994.
- Marchant, S., A Photogeological Analysis of the Structure of the Western Guayas Province, Ecuador with discussion of the stratigraphy and Tablazo Formation derived from surface mapping, *Quat. Geol. Soc. London*, 114, 215-233, 1961.
- McLaren, S. J., y Rowe, P. J., The reliability of uranium-series mollusc dates from the western Mediterranean Basin, *Quaternary Science Reviews*, 15, 709-717, 1996.
- Mourier, T., Mégard, F., Reyes Rivera, L., y Pardo Arguedas, A., L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-sud Equateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1, 69-79, 1998.
- Murray, A. S., y Wintle, A. G., Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements*, 32(57-73), 2000.
- Ortlieb, L., Barrientos, S., y Guzman, N., Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case, *Quaternary Science Reviews*, 15, 949-960, 1996.
- Ota, Y., Marine terraces as reference surfaces in late Quaternary tectonics studies: examples from the Pacific Rim, *Royal Society of New Zealand*, 24, 357-375, 1986.
- Pedoja, K., Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou) : relations avec le contexte géodynamique, Ph.D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 350 pp., 2003.
- Pedoja, K., Bourgeois, J., Pinagina, T., y Higman, B., Does Kamchatka belong to North America? An extruding Okhotsk block suggested by coastal neotectonics of the Ozernoï Peninsula, Kamchatka, Russia, *Geology*, 34(5), 353-356, 2006a.
- Pedoja, K., Dumont, J.-F., Lamothe, M., y Auclair, M., Marine terraces on the north Peruvian and Ecuadorian active margin: tectonic segmentation, *Geophys. Res.*, Abstract 5: 12200, 2003.
- Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.-Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., y Labrousse, B., Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador, *Journal of South American Earth Science*, 22, 1-21, 2006b.
- Pedoja, K., Dumont, J.-F., Sorel, D., y Ortlieb, L., Marine terraces and subducting asperities: the Manta Case, Ecuador, *Fifth International Conference on Geomorphology*. Transaction of the Japanese Geomorphological Union, Tokyo, 187 pp., 2001.
- Pedoja, K., Kershaw, S., Shen, J.-W., y Tang, C., Coastal Quaternary morphologies on the northern coast of the South China Sea, China, and their implications for current tectonic models: A review and preliminary study, *Marine Geology*, 228, 79-81, 2008.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.-F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., y Labrousse, B., Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data, *Marine Geology*, 228, 73-91, 2006c.
- Roperch, P., Megard, F., Laj, C., Mourier, T., Clube, T., y Noblet, C., Rotated oceanic blocs in western Ecuador, *Geophys. Res. Letters*, 14(5), 558-561, 1987.
- Sloss, P. W., Surface of the earth: a computer generated image of color-shaded relief, *National Geophysical Data Center*, Boulder, 1994.
- Trenhaile, A. S., Modeling the effect of late Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore platforms, *Marine Geology*, 172, 205-223, 2001.
- Trenhaile, A. S., Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts, *Marine Geology*, 185, 341-361, 2002.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H. P., Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171, 2002.
- Watts, A. B., Lamb, S. H., Fairhead, J. D., y Dewey, J. F., Lithospheric flexure and bending of the Central Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 9-21, 1995.
- Winter, T., Avouac, J. P., y Lavenu, A., Holocene kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features, *Geophys.*, 115, 905-920, 1993.
- Witt, C., Bourgeois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jimenez, N., y Sosson, M., Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape, *Tectonics*, 25, 1-22, 2006.
- Wood, P. B., Optically stimulated luminescence dating of a late Quaternary shoreline deposit, Tunisia, *Quaternary Geochronology (Quaternary Science reviews)*, 13, 513-516, 1994.
- Zazo, C., Interglacial sea levels, *Quaternary International*, 55, 101-113, 1999.