

PALEOSUELOS EN CORDONES LITORALES DE LA FORMACIÓN CALETA VALDÉS, PLEISTOCENO SUPERIOR, NORESTE DE CHUBUT

Pablo J. BOUZA¹

¹ Centro Nacional Patagónico, CONICET, Puerto Madryn, Chubut, e-mail: bouza@cenpat.edu.ar

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es evaluar los cambios climáticos y ecológicos registrados en los paleosuelos de la Formación Caleta Valdés (Pleistoceno superior) y determinar las propiedades pedogenéticas que pueden ser utilizadas como indicadores paleopedológicos. El área de estudio se encuentra en el NE de la provincia del Chubut, en el ámbito de la Península Valdés. La estratigrafía superficial presenta tres unidades de sedimentación que fueron alternativamente edafizadas. El paleosuelo más antiguo (3Btkb-3Bkmb), formado en los depósitos gravosos de los cordones pleistocenos, presenta un mayor contenido de Fe pedogenético -presumiblemente hematita - un predominio de esmectitas y menores contenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$, lo que indica una mayor proporción de plantas C3 y un clima estacionalmente contrastante de tipo mediterráneo (régimen xérico). Considerando que los cordones se habrían depositado en el MIS 5e, la formación del paleosuelo habría ocurrido durante el final de ese piso isotópico interglacial. Este paleosuelo habría sido erosionado y sepultado por episodios sedimentológicos, posiblemente asociados a los procesos periglaciares de los pisos isotópicos 4-2. Estos depósitos constituyeron -conjuntamente con adiciones eólicas- los materiales parentales de un nuevo suelo que evolucionó a la secuencia de horizontes 2Btb-2Btkb-2Bkb-2Ck durante un lapso de estabilidad ambiental. Este evento pedogenético probablemente esté asociado al lapso más húmedo y con marcada estacionalidad de las precipitaciones, ocurrido durante el Tardiglacial - Holoceno temprano, que fue seguido de un período de mayor sequía y aumento de temperaturas durante el Holoceno medio registrado en la región. El tercer evento pedogenético está representado por las secuencias de horizontes A-C.

Palabras clave: *Horizontes argílicos, carbonatos pedogenéticos, hierro pedogenético, isótopos estables, costa Patagónica*

ABSTRACT

Paleosols in littoral deposits of the Caleta Valdés Formation, Upper Pleistocene, northeastern Chubut

The aim of this study was to evaluate the climatic and ecological changes recorded in the paleosols of Caleta Valdés Formation (Upper Pleistocene), and to determine the soil properties that can be used as paleopedological indicators. The study area is located in northeastern Chubut province (Península Valdés). The surficial stratigraphy presents three depositional units that were alternatively modified by pedogenetic processes. The most ancient paleosols (3Btkb-3Bkmb), formed in littoral gravelly deposits of the Pleistocene, present a higher pedogenetic Fe content, probably hematite, a dominance of smectite clays and lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ contents, indicating a higher proportion of C3 plants and a seasonally contrasting, Mediterranean-type climate (xeric soil moisture regime). Considering that these littoral deposits could have been formed during MIS 5e, the paleosol might have been developed at the end of this interglacial isotopic stage. This paleosol was probably eroded and covered by sedimentary episodes, probably associated to periglacial processes of isotope stages 4-2. These deposits, along with the eolian deposits, were the parent materials of a new soil that evolved to a 2Btb-2Btkb-2Bkb-2Ck horizon sequence during a period of environmental stability. This pedogenetic event is probably associated to a more humid period, with a marked seasonality in the precipitations that occurred during the late Glacial- early Holocene, followed by a drier period and a temperature increase that was recorded in the region during the mid Holocene. The third pedogenetic event is represented by the A-C horizon sequences.

Keywords: *Argillic horizon, pedogenic carbonates, pedogenic iron, stable isotopes, Patagonian coast*

INTRODUCCIÓN

La reconstrucción de los cambios del nivel del mar ocurridos durante el Cenozoico tardío a lo largo de la costa patagónica, fue realizada a través del estudio

morfoestratigráfico de terrazas marinas (Feruglio 1950, Fasano *et al.* 1983, Codignotto *et al.* 1992, Rostami *et al.* 2000). El análisis malacológico de bivalvos y gasterópodos fósiles alojados en los depósitos de estas terrazas, constituyó la base para

la reconstrucción paleoclimática de la superficie del mar durante los períodos interglaciares (Aguirre *et al.* 2008). Sin embargo, son escasos los trabajos orientados a estimar los cambios paleoclimáticos en ambientes continentales, los cuales pue-

den ser registrados en suelos y paleosuelos desarrollados en dichos depósitos. Shellmann y Radtke (2000) en el área de Bahía Bustamante (centro-este de la provincia del Chubut), establecieron solamente relaciones crono y pedoestratigráficas para diferenciar las terrazas marinas del Holoceno medio, con desarrollo de Regosoles cálcicos (¿Haplocalcids?) de las terrazas de los períodos interglaciares Último y Penúltimo, con formación de Cambisoles (¿Cambids?). En Bahía Bustamante y en Camarones -este último ubicado a pocos kilómetros al norte del primer sitio- Sauer *et al.* (2007) realizaron estudios edáficos en diferentes cordones litorales holocenos (cronosecuencias) utilizando la combinación de edades ^{14}C en conchillas con variables edáficas tiempo-dependientes (cronofunciones) como: pH, carbono orgánico, carbonatos y diferentes índices de meteorización-lixiviación (relaciones molares entre elementos mayoritarios y Zr). En el extremo oriental de la Península Valdés (NE de Chubut), se localizan una serie de terrazas marinas compuestas por cinco sistemas de acreción de cordones litorales, los cuatro más antiguos (sistemas I-IV) del Pleistoceno tardío y el más moderno (sistema V) del Holoceno medio (Fasano *et al.* 1983). Al conjunto de cordones pleistocenos, Haller *et al.* (2000) los denominaron Formación Caleta Valdés, ubicadas a una altitud entre 17 y 15 m snm, mientras que a la terraza holocena, entre 5 y 8 m snm, como Formación San Miguel. Rostagno (1981) y Bouza *et al.* (2002) realizaron estudios pedológicos en los cordones litorales pleistocenos, donde los suelos fueron clasificados como Natrargids. En esos relevamientos se identificaron paleosuelos enterrados y exhumados. Sobre la base de un estudio en calcretas pedogenéticas formadas en el sistema IV, se concluyó que las mismas se habrían formado durante el piso isotópico 5a o 5c (Bouza 2012). En el presente trabajo se dan a conocer nuevos datos edáficos con el objetivo de evaluar los cambios climáticos y ecológicos registrados en los paleosuelos de la Formación Caleta Valdés y determinar las propiedades pedogenéticas que pue-

dan ser utilizadas como indicadores paleopedológicos.

MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

El área de estudio se encuentra en el extremo noreste de la provincia del Chubut, en el ámbito de la Península Valdés. La Figura 1 muestra la distribución de las unidades geomorfológicas que circundan al área de estudio.

En los acantilados activos y plataformas de abrasión de ola asociadas afloran las sedimentitas marinas de la Formación Puerto Madryn de edad miocena media (Haller 1979). Esta unidad está constituida por intercalaciones de areniscas finas grises y amarillentas, pelitas y limolitas blanquecinas y por potentes espesores coquínoideos con matriz arenosa o limosa.

La Formación Puerto Madryn está cubierta discordantemente por los depósitos de los Rodados Patagónicos (Fidalgo y Riggi 1970), formando amplias planicies fluviales y glaciofluviales plio-pleistocenas, formadas durante las glaciaciones del Neógeno-Cuaternario y depositadas en un ambiente periglacial árido (Mercer 1976). En la Península Valdés, los Rodados Patagónicos se extienden ampliamente a 50 m s.n.m., observándose sólo algunas superficies relictas a 90 m s.n.m. Los depósitos de esta unidad están compuestos por gravas, principalmente de composición volcánica ácida, con matriz arenosa.

Se denomina Formación Caleta Valdés (Haller *et al.* 2000) a una serie de terrazas marinas del Pleistoceno superior, ubicadas en el extremo oriental de la Península Valdés a una altitud entre 17 y 15 m snm. Esta formación está constituida por cuatro sistemas de terrazas que fueron descritas por Fasano *et al.* (1983), las cuales fueron designadas, desde la más antigua a la más moderna, con números romanos de I a IV. Estas terrazas marinas pleistocenas están formadas por sucesivos cordones litorales de gravas obladas (discoidales) medianas y gruesas con matriz arenosa. Sobre valvas de *Mytilus* en posición de vida, colectadas en las terrazas I y II, Rostami *et al.* (2000) obtuvieron edades Th/U entre 126 y 115

ka respectivamente y edades ESR (*electron spin resonance*) de 132 ka también en el sistema I. Estos autores asignaron este episodio transgresivo al piso isotópico marino MIS 5e correspondiente al Último Inter-glacial.

La Formación San Miguel fue definida por Haller (1981) para indicar los depósitos de gravas medianas a gruesas, acompañadas por fragmentos de bivalvos, que conforman los cordones litorales del Holoceno medio. En el área de estudio esta unidad se extiende al este de los cordones pleistocenos de la Formación Caleta Valdés y está compuesta por dos espigas de barrera, una de mayor desarrollo que se extiende de norte a sur (28 km) y otra más pequeña de sur a norte (2 km). Estos cordones litorales conforman el sistema V de Fasano *et al.* (1983).

En el área de estudio la precipitación media anual es de 246 mm y la temperatura media anual de 12,5 °C. La vegetación consiste en una estepa arbustiva herbácea compuesta principalmente de *Chuquiraga avellanadae* y *Stipa tenuis*.

MATERIALES Y MÉTODOS

La delimitación de las unidades geomorfológicas se realizó mediante el análisis de fotografías aéreas a escala 1:60.000 (SGN) e imágenes satelitales (Fig. 1).

En los cuatro sistemas de cordones litorales pleistocenos de la Formación Caleta Valdés se efectuaron calicatas en los sistemas I, II y IV, siendo este último el que presentó mejor exposición de paleosuelos y materiales parentales y en el que se intensificaron los estudios paleopedológicos. Las descripciones morfológicas de los perfiles edáficos se realizaron según Schoeneberger *et al.* (2002) y la clasificación de los suelos se efectuó según Soil Survey Staff (1999).

El análisis de la distribución de tamaños de partículas se realizó por el método de la pipeta, previa eliminación de materia orgánica con H_2O_2 al 30% y de carbonatos y sales solubles con acetato de sodio ajustado a pH 5 (Gee y Bauder 1986). El contenido de carbonato de calcio equivalente se realizó por gravimetría (U.S. Salinity La-

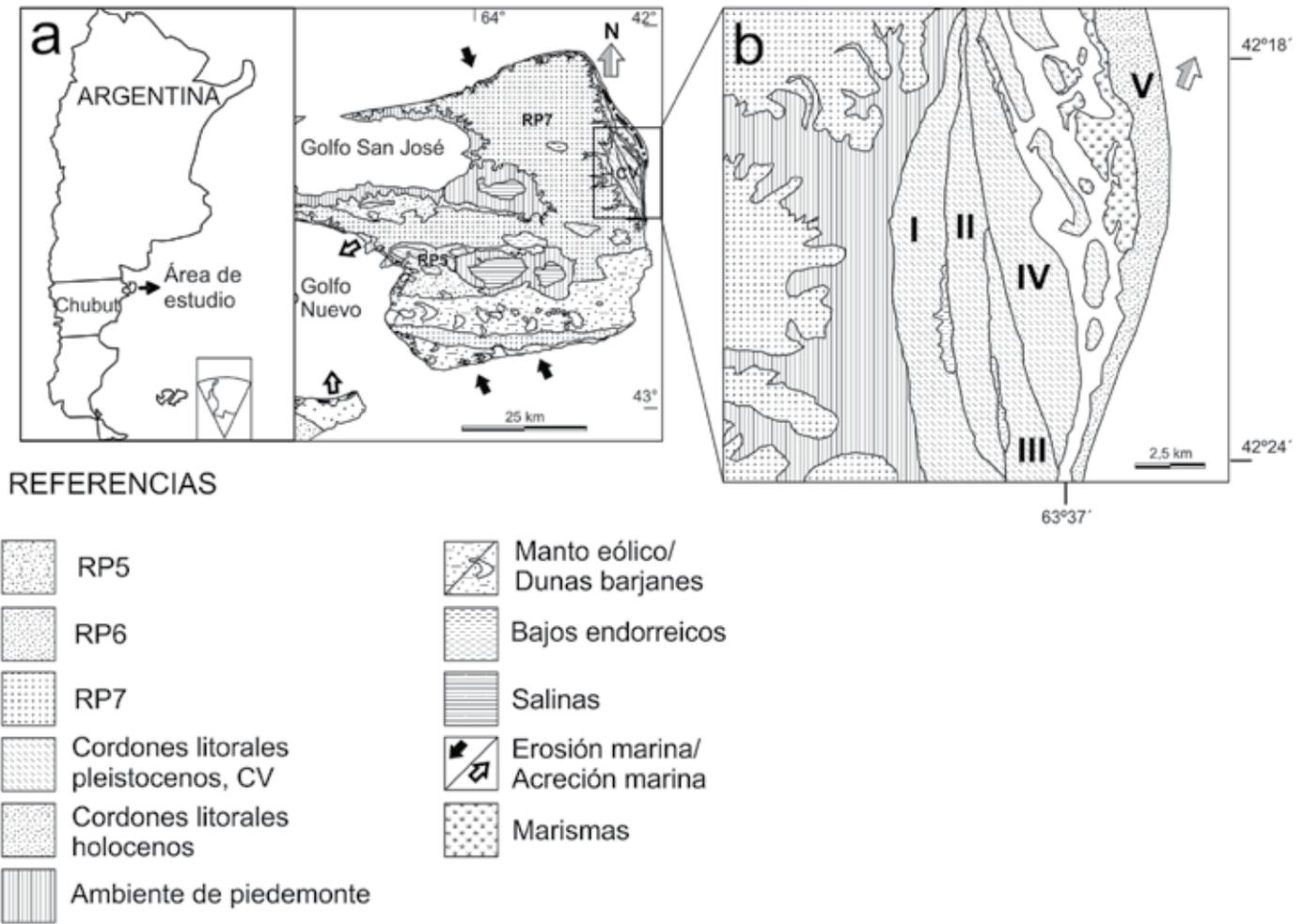


Figura 1: a) Bosquejo geomorfológico de la región que circunda al área de estudio; RP5-RP7: terrazas glaciofluviales y fluviales de los Rodados Patagónicos (Plio-Pleistoceno), CV: Formación Caleta Valdés; b) Detalle del área de estudio; I-IV: sistemas de cordones litorales pleistocenos de la Formación Caleta Valdés. V: cordones litorales holocenos de la Formación San Miguel. Ambiente de Piedemonte: Escarpas de erosión, pedimentos de flanco y litorales, bajadas aluviales. Erosión marina: acantilados activos y plataformas de erosión de ola. Acreción marina: playas de arena y grava.

boratory Staff 1954).

Con el fin de evaluar la mineralogía de los óxidos hidratados de hierro y el proceso de rubefacción, se determinaron los contenidos de hierro pedogenético. El hierro libre total (Fe_e) se extrajo con ditionito-citrato-bicarbonato y el hierro amorfo y pobremente cristalino con solución de oxalato amónico (Jackson *et al.* 1986).

La mineralogía total de los suelos fue estimada por DRX mediante la técnica del polvo al azar; mientras que para la fracción arcilla la técnica fue la de agregados orientados libres de carbonatos y sales solubles (Besoain 1985, Whiting 1965). El instrumento utilizado fue un Philips PW-1700 con radiación de $CuK\alpha$. Las muestras de arcillas orientadas fueron preparadas de

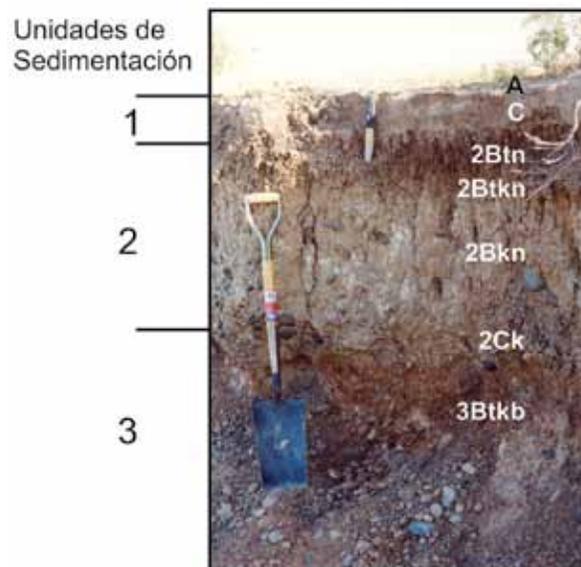


Figura 2: Secuencia de horizontes, unidades de sedimentación y paleosuelos del perfil CV IV-1.

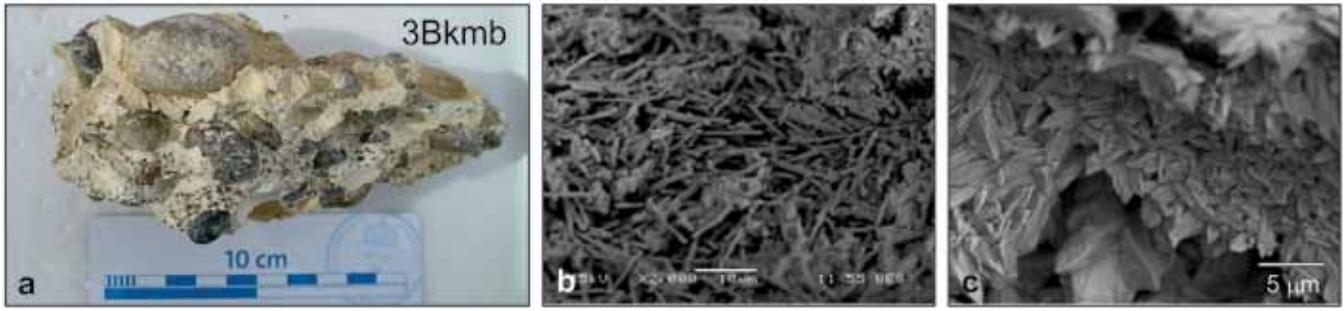


Figura 3: Horizonte 3Bkmb del perfil CV IV-1; a) estructura laminar con evidencia de desplazamiento de gravas por crecimiento autigénico de calcita; b) agujas de calcita (microorganismos calcificados); c) cristales ehuedrales y subhuedrales romboédricos de calcita micrítica.

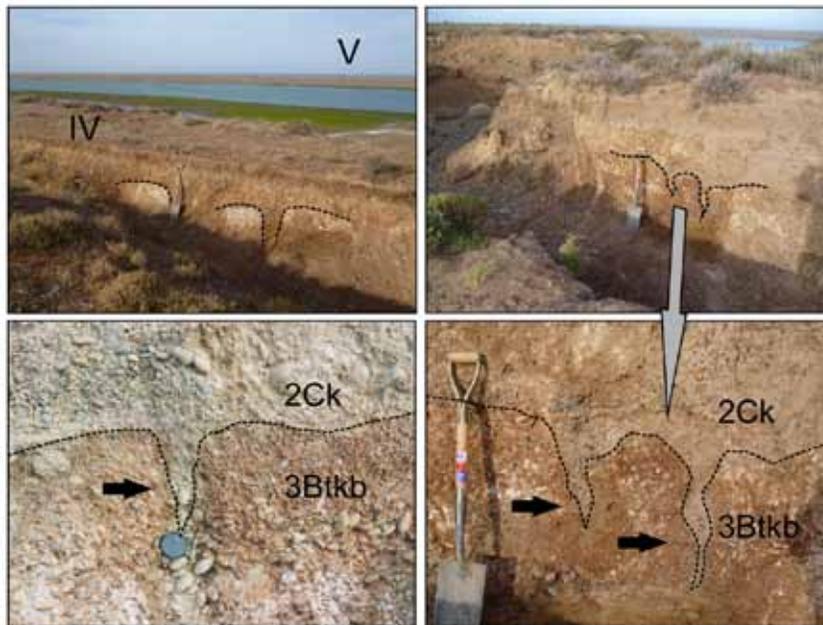


Figura 4: Rasgos morfológicos criogénicos periglaciares de la Glaciación Llanquihue (pisos isotópicos 4-2); las flechas indican posibles cuñas de hielo; IV: sistema cuatro (Formación Caleta Valdés); V: sistema cinco (Formación San Miguel)

acuerdo con los siguientes tratamientos: 1) saturadas con Mg y secadas al aire, 2) saturadas con Mg y solvatadas con etilenglicol y 3) saturadas con dimetilsulfóxido (Be-soaín 1985)

Con el fin de determinar la génesis de las acumulaciones de carbonatos, se efectuaron observaciones submicroscópicas mediante un microscopio electrónico de barrido (SEM) Jeol JSM 6460 LV y las calcificaciones fueron corroboradas por un microanalizador EDAX PW7757/78 (Xray energy-scattering micro-analyzer).

Los análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos pedogenéticos fueron efectuados en el INGEIS, siguiendo las técnicas de McCrea (1950) con modificaciones

posteriores (Panarello *et al.* 1980, Linares *et al.* 1982). Las mediciones se realizaron en un espectrómetro de masas de triple colector, Finnigan MAT Delta S. Todos los datos se expresan como la desviación convencional δ (‰), referido al patrón estándar VPDB (*Vienna PeeDee Belemnite*). Para ambos isótopos el error analítico es 0.1 ‰ ($\pm 2 \sigma$). La proporción de plantas C4 fue estimada a partir del $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato del suelo mediante la ecuación de Wang y Zheng (1989):

$$\text{C4} = (11,9 + \delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}) / 14.$$

Para este trabajo la paleotemperatura se estimó utilizando los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos del suelo, según la ecuación de Dworkin *et al.* (2005):

$$-0,50T^3 + (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3 \text{ (VSMOW)}} + 152,04)T^2 - 2,78 \times 10^6 = 0$$

Donde VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) es el estándar medio de agua oceánica y la relación entre VSMOW y VPDB es:

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (VSMOW)} = 1,03086 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (VPDB)} + 30,86 \text{ (Friedman y O'Neil 1977)}.$$

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Propiedades morfológicas, físicas y químicas

El cuadro 1 muestra las propiedades morfológicas, físicas y químicas de los suelos en los sistemas de cordones litorales I, II y IV. El perfil CV-1 fue clasificado a nivel de Subgrupo como Xeric Natrargid (Bouza *et al.* 2002), mientras que el resto de los perfiles fueron clasificados tentativamente a nivel de Gran Grupo como: Haplargids (CV IV-2, CV I-1 y CV I-2) y Haplocalcids (CV II).

En el perfil CV IV-1 (Fig. 2) se observa una secuencia completa de la estratigrafía superficial, representada por tres unidades de sedimentación que fueron alternativamente edafizadas. Excepto en los suelos descriptos en el sistema I (CV I-1 y CV I-2), el resto de los perfiles presentan un suelo enterrado (3Btkb) formado en la parte superior de los depósitos de gravas de los cordones litorales pleistocenos. La base del perfil presenta una costra petrocálcica 3Bkmb, de estructura laminar gruesa y consistencia dura (Fig. 3a). Se observan además evidencias de desplazamientos de gravas por crecimiento autigénico de calcita. El origen pedogenético de estas acumulaciones fue establecida por

CUADRO 1: Propiedades morfológicas, físicas y químicas de los suelos estudiados.

Perfil Horizontes	Prof. (cm)	Color (seco)	Estructura *	Límite *	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	CaCO ₃ (%)	pH 1:2,5
CV IV-1 Natrargid									
A	0-5	10YR6/3	gr, vf, 1	as	69,2	11,5	19,3	0,51	8,32
C	5-13	10YR6/3	m	aw	75,3	12,6	12,1	0,07	8,39
2Btnb	13-26	7,5YR4/4	pr, f, 3	gw	48,5	7,2	44,3	0,14	8,50
2Btknb	26-46	10YR7/4	sbk, m, 1	gi	39,7	14,4	45,6	5,83	8,76
2Bknb	46-67	10YR7/4	sbk, m, 1	aw	39,0	13,7	47,4	10,06	8,32
2Ck	67-87	10YR7/4	m	aw	50,2	14,8	35,0	6,59	8,57
3Btkb	87-235	5YR5/4	sbk, f, 3	gi	26,7	28,2	45,1	7,10	7,98
3Bkmb	235-240	5YR8/2	pl, m, 3	as				8,32	
3C	> 240	10YR6/3	sg					0,84	
CV IV-2 Haplargid									
A	0-7	10YR6/3	sbk, m, 2	aw	62,29	13,70	24,01	1,30	9,15
2Btb	7-20	7,5YR4/4	pr, f, 3	gi	37,78	24,80	37,42	1,70	9,02
2Btkb	20-40	10YR7/4	sbk, m, 3	gi	47,16	27,79	25,04	13,86	9,35
2Bkb	40-77	10YR7/4	sbk, m, 2	aw	39,77	20,54	39,69	7,80	6,90
2Cky	77-104	10YR7/4	sbk, f, 2	as	46,30	32,06	21,64	3,50	8,22
3Btkyb	> 104	5YR5/4	sbk, f, 3		19,27	64,07	16,66	6,57	8,20
CV-II Haplocalcid									
A1	0-7	10YR6/3	gr, vf, 1	as	59,91	40,09	0,00	1,36	7,02
A2	7-31	10YR6/3	sbk, m, 2	gi	60,94	21,23	17,82	0,90	7,78
C	31-63	10YR6/3	m	aw	61,42	26,29	12,28	1,54	8,46
2Bkyb	63-87	10YR7/4	sbk, m, 2	gi	17,02	78,71	4,27	9,78	8,09
2Cky	87-131	10YR7/4	sbk, m, 2	gi	10,81	88,21	0,98	5,21	8,05
3Btkyb	> 131	5YR5/4	sbk, f, 3		8,00	85,77	6,22	1,30	8,02
CV I-1 Haplargid									
A	0-15	10YR6/3	sbk, c, 1	aw	63,22	27,82	8,96	0,65	6,64
2Btb	15-32	7,5YR4/4	pr, m, 3	gi	50,57	28,11	21,32	1,24	9,00
2Bkb	32-47	10YR7/4	sbk, c, 2	gi	62,60	13,37	24,04	11,17	9,74
2Ck	47-62	10YR7/4	sbk, c, 2	aw	69,07	22,22	8,71	7,08	9,94
3Ck	62-108	10YR7/4	m (sedim)	aw	87,55	7,77	4,68	2,50	10,12
4Ck	>108	10YR7/3	sbk, m, 2		53,45	30,48	16,07	3,93	9,95
CV I-2 Haplargid									
A	0-6	10YR6/3	gr, f, 2	aw	48,38	34,70	16,92	1,07	8,08
2Btb	6-16	7,5YR4/4	pr, f, 3	aw	40,83	20,76	38,40	10,65	8,66
2Btkb1	16-30	10YR7/4	pr, m, 3	gw	47,55	6,28	46,16	13,68	9,24
2Btkb2	30-53	10YR7/4	sbk, f, 3	gi	43,00	22,60	34,40	13,75	9,04
3Bkyb1	53-71	10YR7/4	sbk, m, 3	gw	49,22	44,66	6,12	2,55	8,02
3Bkyb2	71-89	10YR7/4	sbk, m, 2	aw	86,22	10,80	2,98	0,84	7,88
3Ck	89-93	10YR7/4	sg	as	81,54	17,91	0,55	6,56	8,07
3C	93-116	10YR7/4	sg	as	73,54	25,52	0,94	2,18	8,06
4Ck	> 116	10YR7/4	m		84,79	14,26	0,95	6,48	8,16

* Las abreviaturas para las descripciones morfológicas son tomadas de Schoeneberger et al. (2002); estructura: sg grano simple, m masiva, pl laminar, pr prismática, sbk bloques subangulares; tamaño: vf muy fina, f fina, m mediana, c gruesa; grado: 1 débil, 2 moderado, 3 fuerte; límites, definición: a abrupto, g gradual; topografía: w ondulada, s plana, i irregular.

Bouza (2012) y corroborada en este trabajo mediante observaciones submicroscópicas donde se reconocieron diversos microorganismos calcificados (Fig. 3b) y abundantes cristales euhedrales y subhedrales romboédricos de calcita micrítica (Fig. 3c). Entre los microorganismos calcificados se reconocieron agujas de calcita en las paredes de huecos, las cuales se producirían por actividad bacteriana o dentro

de paredes fúngicas, durante la descomposición de la materia orgánica o por deficiencia de humedad del suelo (Cailleau *et al.* 2009). Los microorganismos calcificados corresponden a la fábrica de tipo *beta*, mientras que los cristales romboédricos de calcita micrítica corresponden a la fábrica de tipo *alfa*, (Wright 1990).

El horizonte 3Btkb que sobreyace, es gravoso con una matriz predominantemen-

te arcillosa de color castaño rojizo y con abundantes recubrimientos arcillosos sobre gravas lo que indica un intenso proceso de iluvación. Se observan además, frecuentes recubrimientos calcíticos sobre gravas de tipo *pendants* y como puentes o rellenos intersticiales entre gravas.

Este horizonte habría sido erosionado y enterrado por otro material parental (unidad de sedimentación 2) que luego evolu-

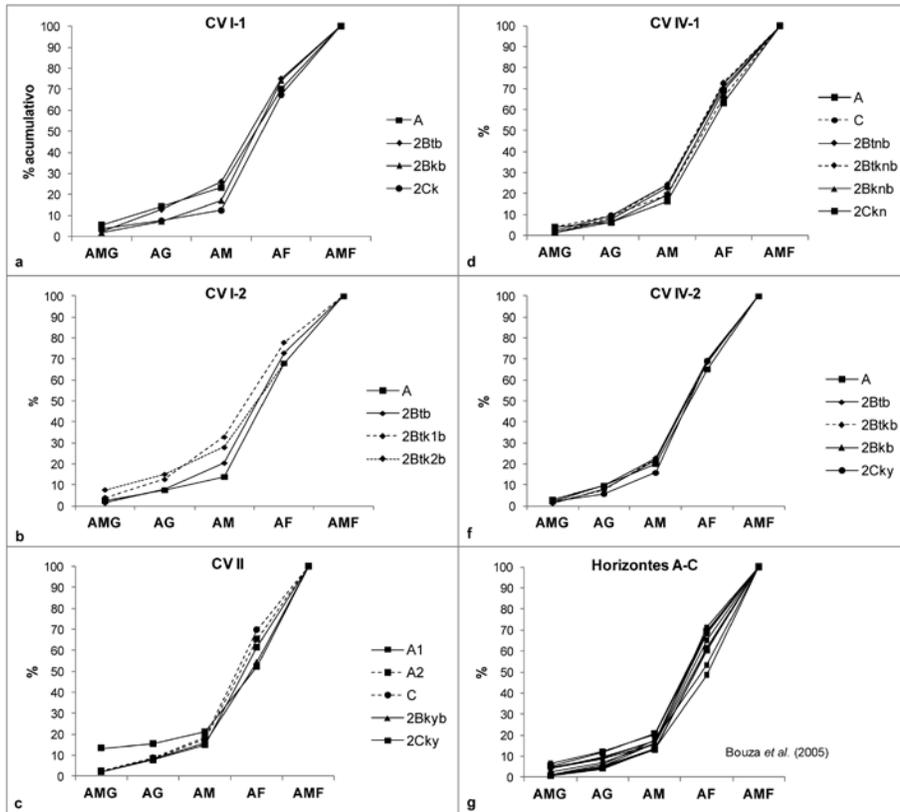


Figura 5: Curvas acumulativas de las fracciones arena normalizadas al 100 %; AMG: arena muy gruesa (2000-1000 μm); AG: arena gruesa (1000-500 μm); AM: arena media (500-250 μm); AF: arena fina (250-100 μm); AMF: arena muy fina (100-50 μm).

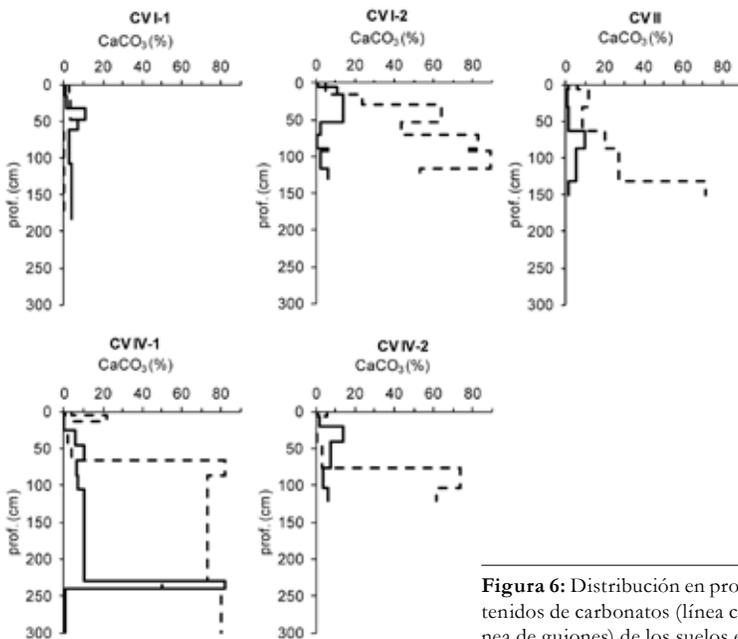


Figura 6: Distribución en profundidad de los contenidos de carbonatos (línea continua) y gravas (línea de guiones) de los suelos estudiados.

cionó a la secuencia de horizontes 2Btb-2Btkb-2Bkb-2Ck. Este evento erosivo podría estar relacionado con los procesos periglaciares de la Glaciación Llanquihue

(Mercer 1976), episodio que fue identificado como del ciclo glacial Würmiense por Schellmann y Radtke (2000) en cordones litorales del MIS 5e de Bahía Camarones.

En la Figura 4 se observan algunas evidencias morfológicas criogénicas como posibles cuñas de hielo.

El material parental de esta secuencia está constituido por gravas discoidales finas y gruesas diseminadas en una matriz de tierra fina. Asumiendo que los horizontes A-C son de origen eólico (Bouza *et al.* 2005, 2007), se realizó la comparación de las fracciones arena (fracción inmóvil o esquelética) de estos horizontes con los de la secuencia de horizontes de la unidad 2. La Figura 5 muestra la distribución de tamaños de partículas de las arenas (normalizadas al 100 %). En este análisis de similitud se incorporaron datos de horizontes A-C de suelos que circundan al área de estudio (Bouza *et al.* 2005). Se observa un predominio de las fracciones de arena fina (250-100 μm) y muy fina (100-50 μm) y una gran similitud de la fracción inmóvil entre horizontes, por lo que el material parental de la secuencia 2Btb-2Btkb-2Bkb-2Ck (unidad de sedimentación 2) tiene una componente importante por influjo eólico.

Las acumulaciones de carbonatos de calcio en esta secuencia, se presentan diseminadas en la matriz del suelo o formando nódulos friables.

En la Figura 6 se indican los contenidos de carbonatos de los perfiles estudiados. La distribución del contenido de carbonato en las secuencias de horizontes de la unidad de sedimentación 2 es asimétrica en profundidad. La parte superior de la zona calcretizada muestra una máxima acumulación, disminuyendo en profundidad. La máxima acumulación generalmente ocurre en el límite textural dado entre los depósitos de gravas y la fracción de tierra fina (<2 mm). En el perfil CV IV-1 el horizonte 3Bkmb indica la máxima profundidad de lavado de carbonatos del paleosuelo de la unidad de sedimentación 3

Propiedades mineralógicas de la fracción arcilla

Los análisis de DRX se realizaron sobre el perfil CV IV-1 (Fig. 7). La illita fue identificada por sus característicos picos de 10,0 Å (001) y 5,0 Å (002). Este mineral predomina en los horizontes A, C y 2Btbnb. En estos horizontes superficiales y subsuperfi-

CUADRO 2: Composiciones isotópicas de las acumulaciones de carbonatos, proporción de plantas C4 y paleotemperaturas estimadas de los suelos estudiados.

Perfil Horizonte	Morfología	Prof. (cm)	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ (± 0.1)	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ (VPDB) (± 0.1)	C4 (%)	Paleo-T* (°C)
CV IV-1						
2Btknb	Nódulos calcíticos	15	-6.4	-2.4	39	25
	Rellenos entre gravas	23	-5.8	-2.4	44	25
	Muestra total	36	-6.2	-3.5	41	22
2Bknb	Nódulos calcíticos	42	-6.5	-3.3	39	22
	Nódulos calcíticos	57	-5.3	-3.9	47	20
2Ck	Rellenos entre gravas	77	-8.3	-5.6	26	14
3Btkb	Nódulos calcíticos	82	-10.4	-5.7	11	13
	Rellenos entre gravas	97	-7.8	-6.0	29	12
	Pendants	107	-8.5	-6.0	24	12
	Rellenos entre gravas	111	-8.3	-5.8	26	13
	Rellenos entre gravas	159	-8.5	-5.8	24	13
3Bkmb	Pendants	168	-7.9	-6.3	29	13
	Rellenos entre gravas	201	-8.7	-6.7	23	9
	Costras petrocálcicas	235	-7.8	-5.3	29	15
			-7.7	-5.0	30	16
CV IV-2						
2Btkb	Nódulos calcíticos	30	-6.8	-3.4	36	22
2Bkb	Nódulos calcíticos	59	-5.9	-4.6	43	17
2Cky	Pendants	91	-9.7	-6.7	16	9
3Btkyb	Pendants	125	-7.7	-5.8	30	13
CV II						
2Bkb	Nódulos calcíticos	75	-8.5	-4.6	24	18
3Bkyb	Nódulos calcíticos	109	-5.0	-5.3	49	15
CV I-1						
2Bkb	Nódulos calcíticos	40	-5.9	-3.2	43	23
2Ck	Nódulos calcíticos	55	-5.4	-3.6	46	21
3Ck	Nódulos calcíticos	85	-7.7	-5.0	30	16
4Ck	Nódulos calcíticos	150	-8.5	-5.5	24	14
CV I-2						
2Btkb1	Nódulos calcíticos	23	-4.8	-1.9	51	27
2Btkb2	Rellenos entre gravas	42	-5.7	-3.0	44	23
3Bkyb1	Nódulos calcíticos	62	-8.1	-3.3	27	22
3Bkyb2	Carbonato pulverulento	91	-8.1	-4.0	27	19
3Ck	Nódulos calcíticos	105	-8.2	-3.6	26	21
4Ck	Rellenos entre gravas	130	-7.8	-3.6	29	21

* Estimaciones según ecuación de Dworkin *et al.* (2005).

ciales las esmectitas presentan picos en un amplio rango de reflexiones formando una meseta junto con minerales interestratificados irregulares 2:1 e illita. Los horizontes 2Btnb-2Btknb-2Btknb-2Ck-3Btkb-3Bkmb presentan picos muy bien definidos en la región 14-15 Å (001), los cuales se expanden luego del tratamiento con etilenglicol a la región 16-18 Å, indicando el predominio de esmectitas. La caolinita se identificó en pequeñas cantidades y en general disminuye su concentración hacia los horizontes más profundos.

Características de los óxidos de hierro pedogenético

La Figura 8 resume la distribución y las relaciones de las formas de hierro pedogenético. El contenido de Fe_o -que representa ferrihidrita- es mayor en los horizontes superiores, presumiblemente relacionado a la materia orgánica (Fig. 8a), dado que ésta forma complejos con óxidos amorfos de hierro e inhibe la formación de óxidos de hierro cristalinos (Schwertmann y Taylor 1989). La Figura 8b-c muestra las relaciones y la evolución de formas más cristalinas de hierro pedogenético. La relación

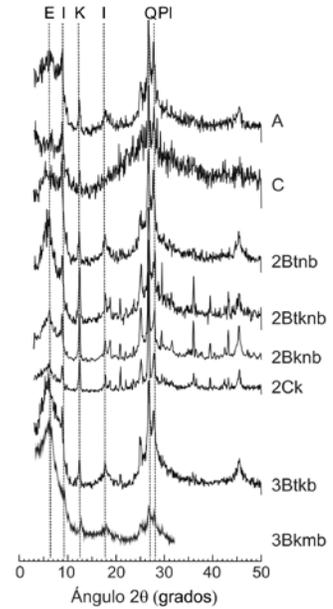


Figura 7: Patrones de difracción de rayos X de la fracción arcilla, perfil CV IV-1; E: esmectita; I: illita; K: caolinita; Q: cuarzo, Pl: plagioclasa

Fe_o/Fe_d (relación de actividad) y la diferencia Fe_d-Fe_o (menos activo) son usadas generalmente para indicar el grado de cristalinidad de las formas del hierro pedogenético y la edad de los suelos (Kendrick y McFadden 1996). De acuerdo al color castaño rojizo del paleosuelo 3Btkb-3Bkmb, el óxido de hierro es hematita formada a expensas de ferrihidrita por deshidratación. Este proceso es irreversible y dependiente del tiempo por lo que constituye, al igual que las acumulaciones de carbonatos, no sólo un indicador paleoclimático, sino también cronológico.

Composiciones isotópicas de los carbonatos pedogenéticos

La composición isotópica $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos pedogenéticos es muy utilizada como indicador de la influencia del clima sobre la génesis de los suelos (Cerling 1984). Esta composición refleja la composición isotópica del CO_2 del suelo, la cual se relaciona a su vez con el $\delta^{13}\text{C}$ de la biomasa, principalmente con las comunidades locales de vegetación (plantas con mecanismos de fotosíntesis C3 y C4). Con respecto a la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato pedogenético, existe una buena correlación entre ésta y la del agua de precipitación local (Cerling

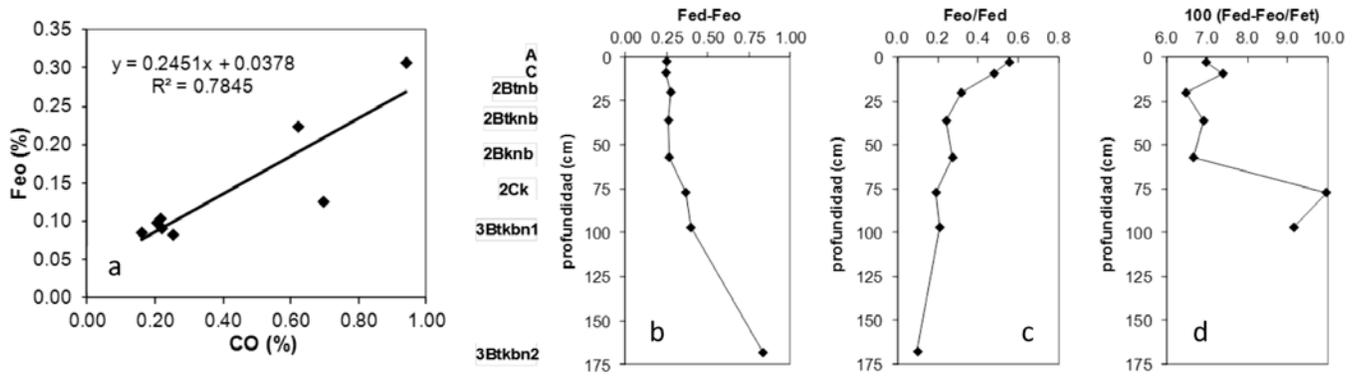


Figura 8: Distribución y relaciones de las formas de hierro pedogenético.

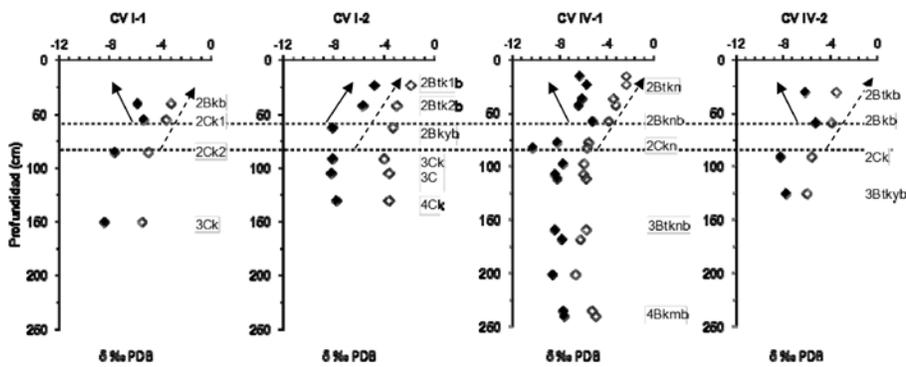


Figura 9: Composiciones isotópicas en carbonatos pedogenéticos, marcadores rellenos $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$, marcadores vacíos $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$

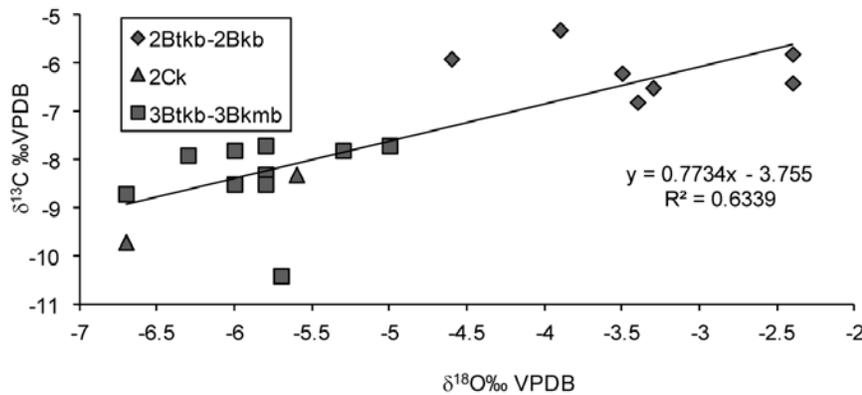


Figura 10: Valores $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (VPDB) vs $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (VPDB) de los carbonatos pedogenéticos estudiados.

y Quade 1993), la cual es determinada por la temperatura.

El Cuadro 2 muestra los valores de isótopos estables obtenidos en diferentes tipos morfológicos de las acumulaciones cálcicas y las estimaciones de las proporciones de plantas C3 y C4 y de las paleotemperaturas.

Considerando el esquema del perfil CV

IV-1, se distinguen tres grupos bien diferenciados: el paleosuelo castaño rojizo enterrado correspondiente a los horizontes 3Btkb-3Bkmb, los horizontes 2Btkb-2Bkb y los horizontes 2Ck que separan estas dos secuencias (Figs. 9 y 10).

En general ocurre un enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ cerca de la superficie edáfica (< 50 cm) debido a la difusión de CO_2 atmosférico

co que es más pesado que el CO_2 respirado por las plantas (Liu *et al.* 1996). Sin embargo, en este estudio se observa en la Figura 9 -excepto en el perfil CV 1-2- una tendencia al empobrecimiento en la composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$, posiblemente debido a un mayor flujo de respiración actual dominado por plantas C3 ($\delta^{13}\text{C}$ más empobrecido) y donde ocurre disolución y re-precipitación del carbonato (horizonte 2Btk) formado originalmente por la influencia de comunidades con mayor proporción de plantas C4 ($\delta^{13}\text{C}$ más enriquecido). Asimismo, se observa en la misma figura un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ a partir de los 75 cm de profundidad que responde probablemente al incremento del $\delta^{18}\text{O}$ del agua del suelo cerca del frente de evaporación (Liu *et al.* 1996).

En la Figura 10 se observa una aceptable correlación positiva ($r^2 = 0,63$ y $p < 0,001$) entre el $\delta^{13}\text{C}$ y el $\delta^{18}\text{O}$ (Cerling y Quade 1993), lo cual indica una correspondencia entre ensambles de plantas con mayor proporción de C4, tolerantes al estrés hídrico, con altas temperaturas (valores más positivos de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ respectivamente); mientras que una disminución de la temperatura promueve la instalación de plantas C3 (empobrecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$). No obstante, como se mencionó anteriormente, puede haber una sobrestimación de las temperaturas debida a enriquecimientos en $\delta^{18}\text{O}$ por una alta tasa de evapotranspiración, por lo que el uso de los isótopos estables proporcionaría cambios paleoecológicos y paleoclimáticos significativos en calcretas pedogenéticas formadas a profundidades que superen al

menos los 75 cm de profundidad.

Condiciones paleopedológicas

El paleosuelo observado en el sistema de cordones litorales IV de la Formación Caleta Valdés (secuencias de horizontes 3Btkb-3Bkmb) tiene un color castaño rojizo (5YR5/4) que no es litogénico, sino debido a la presencia de óxidos de hierro pedogenético (hematita) liberados por deshidratación. Esto indicaría -en combinación con el predominio de esmectitas y plantas C3 y temperaturas medias anuales estimadas en ~ 13,5 °C- que dicho paleosuelo se habría formado bajo un clima estacionalmente contrastante, por ejemplo con régimen xérico (inviernos fríos y húmedos y veranos cálidos y secos). Considerando que la edad de los depósitos de los sistemas de cordones I y II es entre *ca* 132 a 115 ka correspondiente al MIS 5e, la formación del paleosuelo habría ocurrido presumiblemente durante algunos de los subpisos isotópicos más cálidos posteriores, por ejemplo el 5a (74-85 ka) o el 5c (93 a 105 ka). Este paleosuelo habría sido erosionado y sepultado por uno o más episodios sedimentológicos de tipo coluviales, posiblemente asociados a los episodios periglaciares de la Glaciación Llanquihue (Mercer 1976), que comprende los pisos isotópicos 4-2. Estos depósitos coluviales constituyeron -conjuntamente con adiciones eólicas- los materiales parentales que evolucionaron a la secuencia 2Btb-2Btkb-2Bkb-2Ck durante un lapso de estabilidad ambiental. Este evento pedogenético probablemente esté asociado al lapso más húmedo y con marcada estacionalidad de las precipitaciones, ocurrido durante el Tardiglacial-Holoceno temprano (*ca* 13 ka - 10 ka) (Galloway *et al.* 1988, Schäbitz 1991, Schäbitz y Liebricht 1998).

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este trabajo brindaron nuevas herramientas para la interpretación paleoclimática y paleoecológica en los paleosuelos de la Formación Caleta Valdés (períodos interglaciares). El uso combinado de atributos edáficos (morfología, mineralogía de arcillas y de

óxidos de hierro pedogenético y composiciones isotópicas en carbonatos pedogenéticos), condujeron hacia la convergencia de las condiciones paleopedológicas registradas. Sin embargo, para concluir este esquema será necesario explorar otros sitios y realizar nuevas determinaciones y dataciones, no sólo de los materiales parentales del paleosuelo 2Btb-2Btkb-2Bkb-2Ck, sino también del paleosuelo 3Btkb-3Bkmb, por ejemplo mediante dataciones en carbonatos mediante el método ²³⁰Th/U (U-series).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con el apoyo de los proyectos FONCyT PICT 2008 N° 2127 (ANPCyT-FONCyT) y PI N° 842 (UNP-SJB). El autor agradece a las Doctoras Daniela Kröhling y Perla Imbellone y a los Doctores Marcelo Zárate y Jorge Sanabria quienes aportaron valiosísimas sugerencias a este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aguirre, M., Hlebszevitch Savalsky, J. y Dellatorre, F. 2008. Late Cenozoic Invertebrate Paleontology of Patagonia and Tierra del Fuego, with Emphasis on Molluscs. En Rabassa, J.O. (ed.) The late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Developments in Quaternary Sciences, 11: 285-325. Elsevier. Amsterdam.

Besoain, E. 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. San José. Costa Rica. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. 1216 p.

Bouza, P.J. 2012. Génesis de las acumulaciones de carbonatos en Aridisoles Nordpatagónicos: su significado paleopedológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69: 298-313.

Bouza, P. J., Simón Torres M., Rostagno M., Aguilar Ruiz J. y del Valle H. 2002. Propiedades físicas, químicas y mineralógicas de Aridisoles en Península Valdés. Actas 18° Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Actas: 109, Puerto Madryn.

Bouza, P. J., Simón M., Aguilar J., Rostagno M. y del Valle H. 2005. Genesis of some selected soils in the Valdés Peninsula, NE Patagonia, Argentina. En Faz Cano A., Ortiz R. y Mermut A. (eds). Advances in Geo Ecology 36, Chapter 1 Genesis, Classification and Cartography of

Soils. Catena Verlag GMBH: 1-12, Reiskirchen.

Bouza, P.J., Simón M., Aguilar J., del Valle H. y Rostagno M. 2007. Fibrous-clay mineral formation and soil evolution in Aridisols of northeastern Patagonia, Argentina. Geoderma 139: 38-50.

Cailleau G., Verrecchia E.P., Braissant O. y Emmanuel L. 2009. The biogenic origin of needle fibre calcite. Sedimentology 56: 1858-1875.

Cerling, T.E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. Earth Planetary Science Letters 71: 229-240.

Cerling, T.E. y Quade J. 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. En Swart P.K., Lohmann K.C., McKenzie J. y Savin S. (eds). Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophysical Monograph 78: 217-231.

Codignotto, J.O., Kokot, R. y Marcomini, S. 1992. Neotectonism and sea-level changes in the zone of Argentina. Journal of Coastal Research 8: 125-133.

Dworkin S, Nordt, L. y Atchley, S. 2005. Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate. Earth and Planetary Science Letters 237: 56-68.

Fasano, J.L., Isla, F.I. y Schnack, E.J. 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires)-Caleta Valdés (Chubut). Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemicyclo deglacial en la Argentina. IUGS-UNESCO N° 61, Actas: 27-47. Mar del Plata.

Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Y.P.F., Tomo 3:1-431. Buenos Aires.

Fidalgo, F. y Riggi, J.C. 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25: 430-443.

Friedman, I y O'Neil, J.R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, U. S. Geological Survey Professional Paper: 440-KK.

Galloway R., Markgraf V. y Bradbury, P. 1988. Dating shorelines of lakes in Patagonia, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 1: 195-198.

Gee, G.W. y Bauder, J.W. 1986. Particle-size analysis. En Klute, A. (ed.) Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods, 2°

- ed., American Society of Agronomy: 383-411, Madison, Wisconsin.
- Haller, M. 1979. Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut, República Argentina. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 285-297.
- Haller, M. 1981. Sedimentitas plegadas en la margen oriental de la península de Valdés. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, Actas 3: 25-32, San Luis.
- Haller, M., Monti, A. y Meister, C. 2000. Hoja Geológica 4363-1, Península Valdés, Provincia del Chubut. *Boletín N° 266*. Secretaría de Energía y Minería, Servicio Geológico Mínero Argentino, Buenos Aires.
- Jackson, M.L., Lim., C.H. y Zelazny, L.W. 1986. Oxides, hydroxides, and aluminosilicates. En Klute, A. (ed). *Methods of Soil Analysis*, Part 1, 2º ed., American Society of Agronomy: 101-150, Madison, Wisconsin.
- Kendrick, K.J., y McFadden, L.D. 1996. Comparison and contrast of processes of soil formation in the San Timoteo Badlands with chronosequences in California. *Quaternary Research* 46:149-160.
- Linares, E., Panarello, H. O., Valencio, S.A. y García, C. M. 1982. Isótopos del carbono y oxígeno y el origen de las calizas de las sierras de Pie de Palo y Zonda, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1: 80-90.
- Liu, B., Phillips, F. y Campbell, A. 1996. Stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates, Ajo Mountains, southern Arizona: implications for paleoenvironmental change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 124: 233-246.
- McCrea, J.M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* 18: 849-857.
- Mercer, J.H. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research* 6: 125-166.
- Panarello, H. O., García, C. M., Valencio S. A. y Linares E. 1980. Determinación de la composición isotópica del carbono en carbonatos, su utilización en Hidrogeología y Geología. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 460-466, Buenos Aires.
- Rostagno, C.M. 1981. Reconocimiento de los suelos de la Península Valdés. *Publicación N° 44*. Centro Nacional Patagónico, Chubut Argentina (inédito), 24p. Puerto Madryn.
- Rostami, K., Peltier, W.R. y Mangini, A. 2000. Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. *Quaternary Science Reviews* 19: 1495-1525.
- Sauer, D., Schellmann, G. y Stahr, K. 2007. A soil chronosequence in the semi-arid environment of Patagonia (Argentina). *Catena* 71: 382-393.
- Schäbitz, F. 1991. Paleoeological studies of the "bajos sin salida" of northern Patagonia (Laguna Indio Muerto), Argentina (Preliminary results). *Bamberger Geographische Schriften* 11: 295-308.
- Schäbitz, F. y Liebricht H. 1998. Landscape and climate development in the south-eastern part of the "Arid Diagonal" during the last 13,000 years. *Bamberger Geographische Schriften* 15: 371-388.
- Schellmann, G. y Radtke, U. 2000. ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). *Quaternary International* 68-71: 261-273.
- Schoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C. and Broderson, W.D. 2002. *Field book for describing and sampling soils*, Version 2.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- Schwertmann U. y Taylor R.M. 1989. Iron oxides. En: *Minerals In Soil Environments* 2nd ed., Soil Science Society of America, 8: 379-438, Madison, Wisconsin.
- Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*; 2nd edition. *Agricultural Handbook 436*; Natural Resources Conservation Service, USDA, 869p., Washington D.C.
- U.S. Salinity Laboratory Staff. 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*, Handbook 60. U.S. Department of Agriculture, 159 p., Washington, D.C.
- Wang, Y. y Zheng, S. 1989. Paleosol nodules as Pleistocene paleoclimatic indicators, Luochuan, P.R. China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 76: 39-44.
- Whittig, L. D. 1965. X-ray diffraction techniques for mineral identification and mineralogical composition. En Black, C.A. (ed). *Method of Soil Analysis*, American Society of Agronomy 1: 671-698, Madison, Wisconsin.
- Wright, V.P. 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. En Douglas, L.A. (ed.) *Soil micromorphology: A basic and applied science*. *Developments in Soil Science* 19: 401-407, Elsevier, Amsterdam.

Recibido: 6 de junio, 2013

Aceptado: 28 de octubre, 2013