



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**CARBONATOS PEDOGENÉTICOS EN EL VALLE DE TEOTIHUACÁN COMO  
INDICADORES PALEOAMBIENTALES**

**TESIS**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:**

**MAESTRA EN CIENCIAS**

**(CIENCIAS AMBIENTALES)**

**PRESENTA:**

**DAISY VALERA FERNÁNDEZ**

**DIRECTOR DE TESIS:**

**DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO**

**INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**COMITÉ TUTOR:**

**M. en C. PEDRO MORALES PUENTE**

**DR. SERGUEY SEDOV**

**INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**CIUDAD DE MÉXICO, JUNIO DE 2016**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	8
<b>2. ANTECEDENTES</b> .....	11
<b>2.1. Formación de horizontes cálcicos y petrocálcicos</b> .....	12
<b>2.2 Clasificación de carbonatos pedogenéticos</b> .....	14
<b>2.3 Mineralogía de Carbonatos pedogenéticos</b> .....	15
<b>2.4 Macrocaracterísticas de los carbonatos pedogenéticos</b> .....	16
<b>2.5 Características micromorfológicas de los carbonatos en suelos</b> .....	18
<b>2.6 Isótopos estables de carbono y oxígeno en análisis de carbonato pedogenéticos.</b> .....	22
<b>2.6.1 Generalidades</b> .....	22
<b>2.6.2 Ecología e isótopos de carbono</b> .....	23
<b>2.7 Isótopos de estroncio, su aplicación en el estudio de carbonatos.</b> .....	25
<b>2.7.1 El ciclo del estroncio.</b> .....	25
<b>2.7.2 El Sr en sistemas pedológicos</b> .....	25
<b>3. ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	27
<b>3.1 Geomorfología</b> .....	28
<b>3.2 Geología y Tectónica</b> .....	29
<b>3.3 Suelos</b> .....	30
<b>3.4 Clima</b> .....	30
<b>3.5 Vegetación</b> .....	31
<b>4. METODOLOGÍA</b> .....	31
<b>4.1 Recolección de muestras</b> .....	32
<b>4.2 Micromorfología en láminas delgadas</b> .....	34
<b>4.3 Microscopía Electrónica de Barrido</b> .....	34
<b>4.4 Difracción de Rayos X (DRX)</b> .....	35
<b>4.5 Isótopos estables de carbono</b> .....	36
<b>4.5.1 Carbono</b> .....	36
<b>4.6 Análisis de Estroncio</b> .....	37
<b>4.6.1 Digestión</b> .....	37
<b>4.6.2 Preparación de las columnas de resina Sr-Spec</b> .....	37
<b>4.6.3 Muestras colectadas</b> .....	37

4.7 Fechamientos .....	38
<b>5. RESULTADOS .....</b>	<b>38</b>
5.1 Propiedades morfológicas (macro y micromorfología) .....	38
5.1.1. Cerro Gordo.....	40
5.1.2. Maseca .....	43
5.2. Difracción de Rayos X.....	53
5.2.1. Análisis e identificación de fases.....	53
5.2.2. Cálculo de parámetros de celda a partir de una rutina de tipo Rietveld .....	57
5.4. Microscopía Electrónica de Barrido.....	58
5.5. Isótopos de Estroncio.....	60
5.6 Fechamientos y valores de $\delta^{13}\text{C}$ .....	60
<b>6. DISCUSIÓN .....</b>	<b>63</b>
6.1. Origen de los caliches. Relación entre las características de los caliches y los procesos edáficos.....	63
6.2. Cronología de la formación de los carbonatos en los paleosuelos. ....	65
6.3 Reconstrucción paleoambiental basada en los carbonatos .....	66
<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>69</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>71</b>

## LISTA DE FIGURAS Y PÁGINAS

### FIGURAS

Figura	Descripción	Página
1	Clasificación de Wright (1990)	16
2	Características de carbonatos pedogenéticos: a) Nódulos, b) rizoconcreción, c) pisolitos, d) calcreta laminar.	19
3	Láminas delgadas de estructuras de carbonatos en suelos: a) pendants, b) nódulos, c) agujas de calcita, d) pisolitos, e) calcreta laminar, f) vacío en un horizonte petrocálcicos (Durand, 2010)	23
4	Valores isotópicos más frecuentes en plantas C3 y C4 (Reyes, 1998)	26
5	Vista de Valle de Teotihuacán y zona arqueológica.	29
6	Ubicación del Valle de Teotihuacán, en la parte nororiental de la cuenca de México (localización de los perfiles de estudio) (Sánchez, et al. 2013).	30
7	Carbonatos muestreados en el perfil Cero Gordo (presentes entre grietas de desecación)	35
8	Concreciones muestreadas en los perfiles (a)CG1 (b) MS1 (c) MS2 (d) MS3 (e) MS4	35
9	Esquema de los perfiles con la localización de los carbonatos y fechamientos de los mismos (El valor para CG1 fue obtenido por Solleiro-Rebolledo et al. (2015))	40
10	Micromorfología del tepetate CGT: (a) rasgos generales de la matriz, (b) manchas de óxido de Fe, (c) intemperismo de piroxeno, (d) intemperismo de piroxeno nx, (e) arcilla rellenando casi en su totalidad los poros, (f) arcilla rellenando casi en su totalidad los poros nx.	43
11	Micromorfología del carbonato CG1 entre las grietas de CGT (a) carbonatos penetrando la matriz del CGT, (b) cristales grandes de calcita, esparita, que dominan la concreción, (c) cristales de esparita	44

	y carbonatos en el interior de una plagioclasa intemperizada, (d) cristales de calcita en una plagioclasa intemperizada.	
12	Micromorfología del carbonato CG2 contenido en el tepetate CGT (a) agregados de la matriz en la parte exterior de la concreción y carbonatos de hábito micrítico hacia el centro de la concreción, (b) agregados de la matriz en la parte exterior de la concreción y carbonatos de hábito micrítico hacia el centro de la concreción nx, (c) calcita de hábito micrítico y esparítico rodeando la arcilla de bajo orden de cristalinidad, (d) ídem (c) nx.	45
13	Micromorfología de los carbonatos en las grietas del horizonte Bk, MS1, a 130 cm de profundidad (a) carbonatos presentes en toda la matriz, (b) carbonatos presentes en toda la matriz nx, (c) carbonatos de hábito micrítico, esparítico y acicular, (d) carbonatos penetrando arcillas, (e) plagioclasas con carbonatos, (f) carbonatos rellenando poros.	47
14	Micromorfología del horizonte 2Btg (MS1S) en Maseca: (a) matriz arcillosa, (b) matriz arcillosa nx, (c) nódulos complejos de Fe, (d) plagioclasas intemperizadas, (e) calcita micrítica en poros, (f) calcita micrítica en poros nx.	49
15	Micromorfología del horizonte 3Btg de Maseca (muestra MS2S): (a) matriz arcillosa y poco porosa, (b) matriz cubierta de óxidos de Fe, (c) ferromagnesiano con alto grado de intemperismo, d: intemperismo de plagioclasas, (e) cután grueso de arcilla laminada, (f) ídem nx.	50
16	Micromorfología de la concreción MS2 en la base de 3Btg de Maseca, a 290 cm de profundidad: (a), (b) cristales de calcita tipo esparita, (c) intemperismo de piroxeno, (d) intemperismo de piroxeno nx, (e), (f) plagioclasa con calcita penetrando los espacios causados por el intemperismo.	51
17	Micromorfología del horizonte 4Bt (MS3S) de Maseca: (a) matriz arcillosa, (b) cutanes de iluviación, (c) arcilla laminada rellenando en	53

	poros, (d) arcilla laminada relleno en poros nx, (e) piroxeno sin muchos rasgos de intemperismo, (f) plagioclasa fresca.	
18	Micromorfología de carbonatos en la base de 4Bt, MS3: (a, b) esparita crece en el espacio dejado por la micrita, (c, d) diferentes generaciones de cristales de micrita (e, f) cristales de esparita relleno poros y fracturas alrededor de agregados de suelo	54
19	Micromorfología del horizonte 5Cgt, MS4S: (a) cutanes pequeños con colores fuertes de interferencia, (b) la misma con nx. (c) arcilla laminada en poros.	55
20	Micromorfología de carbonatos en la base de 6Ck, MS4: (a, b) carbonatos micríticos y esparíticos en varias fases; (c, d) cristales de esparita isométricos y alargados.	56
21 (a)	(a). Difractogramas de las concreciones del perfil Cerro Gordo	55
21 (b)	(b). Difractogramas obtenidos para las 4 concreciones del perfil Maseca.	55
22	%MgCO <sub>3</sub> vs c/a. Los puntos negros muestran la relación de los parámetros de celda de las calcitas sintéticas, los restantes representan los valores de las muestras de los perfiles.	61
23	Figuras de ataque de las plagioclasas de horizonte CGT (depresiones en planos de maclas)	61
24	Figuras de ataque de las plagioclasas de horizonte Bk	62
25	Figuras de ataque de las plagioclasas del horizonte 4Bt (depresiones con forma prismática)	62
26	Figuras de ataque de las plagioclasas de horizonte 5Cgt (bordes intemperizados)	62
27	Relación entre el $\delta^{13}\text{C}$ en materia orgánica y carbonatos de suelos (Cerling y Quade; 1993)	64

## TABLAS

Tabla	Descripción	Página
1	Características de la fuente de electrones del ZEISS EVO HD	36

2	Descripción de las muestras de concreciones analizadas por DRX.	41
3	Fases identificadas por DRX; % del rango de valores mínimos y máximos.	57
4	%CaCO <sub>3</sub> calculado	59
5	Parámetros de celda.	60
6	Valores de composición molar de MgCO <sub>3</sub> y parámetros de celda de calcita artificial (Goldsmith, 1961).	60
7	Valores de la relación <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr, 0.710246 ± 35* n = 467. 1sd* representa la desviación estándar, 1SE(M)=1sd/raíz n; donde n es el número de relaciones medidas por corrida	63
8	Fecha de las concreciones de carbonatos (*Solleiro-Rebolledo et al., 2015, valores obtenidos por el Leibniz-Laboratory for Radiometric Dating and Isotope Research, Kiel, Alemania).	65

## RESUMEN

Los carbonatos pedogenéticos son considerados indicadores importantes de cambio climático porque su formación está relacionada con procesos de evaporación y acumulación de calcita en regiones áridas o semiáridas donde las condiciones climáticas regulan la presencia de horizontes cálcicos o petrocálcicos en un perfil de suelo.

El origen de los carbonatos pedogenéticos es un tema de estudio de marcado interés en diversos países. El análisis de estos carbonatos en varios perfiles del Valle de Teotihuacán contribuye a continuar acumulando información sobre esta área poco desarrollada en México; donde las principales investigaciones de este tipo se han llevado a cabo en el estado de Quintana Roo.

En este estudio se analizaron las características micromorfológicas, mineralógicas y geoquímicas de carbonatos presentes en dos perfiles del Valle del Valle de Teotihuacán (Cerro Gordo y Maseca). Los carbonatos fueron encontrados en campo fundamentalmente como costras laminares y nódulos.

A partir de la micromorfología (láminas delgadas), mineralogía (difracción de Rayos X) y geoquímica (isótopos de carbono, estroncio) se confirmó que los carbonatos presentes en los dos perfiles analizados son de origen pedogenético. La presencia de rasgos morfológicos típicos como estructura laminar, nódulos calcíticos, pendants y fábrica de tipo alfa así como la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; similar a firmas estudiadas para otros suelos de Teotihuacán apuntan hacia este tipo de origen. Por otra parte, las composiciones isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  indicaron una correspondencia entre ensambles de plantas C3 y C4 para el Pleistoceno y una mayor proporción de C4 para el Holoceno (plantas tolerantes al estrés hídrico, y temperaturas más elevadas).

## 1. INTRODUCCIÓN

El Valle de Teotihuacán representa un área donde la evolución geo-pedológica ha permitido el desarrollo de suelos y paleosuelos. En este valle se observan ciclos de estabilidad e

inestabilidad ambiental que repercuten en los procesos pedogenéticos y de erosión/sedimentación (Solleiro-Rebolledo *et al.* 2011).

Se ha podido identificar paleosuelos en el Valle de Teotihuacán, tanto sepultados como en la superficie. Si se parte de la premisa que los procesos que actúan en los suelos actuales son similares a los que actuaron en el pasado, entonces las propiedades de los paleosuelos pueden ser una herramienta de ayuda en las interpretaciones paleoambientales.

En las investigaciones realizadas durante los últimos años en Teotihuacán se han podido identificar paleosuelos con diversas propiedades y fases de desarrollo que representan diferentes etapas de la historia geológico-ambiental del área. También ha quedado en evidencia cambios drásticos en los ambientes del Cuaternario tardío como consecuencia de las modificaciones en las condiciones del clima, la biota, y la influencia antrópica (Solleiro-Rebolledo *et al.*, 2006; Sánchez *et al.*, 2013).

Los suelos y paleosuelos del Valle de Teotihuacán poseen diversos tipos de acumulaciones de carbonatos secundarios (concreciones, impregnaciones, caliches, entre otros), los cuales también son objetos de gran utilidad en la reconstrucción paleoambiental, ya que las acumulaciones de carbonato de calcio en los perfiles de suelo son rasgos morfológicos de gran importancia sobre todo por su presencia en regiones con condiciones áridas y semiáridas (Retallack, 2001)

La formación de estos carbonatos está fuertemente influenciada por la disponibilidad de agua en el suelo y por la presión parcial del CO<sub>2</sub> proveniente de la respiración de las raíces y/o de la descomposición de la materia orgánica. La temperatura también es otro de los factores que influyentes. Por otra parte, debemos puntualizar, que el principal mecanismo del que depende la precipitación de carbonatos en el suelo es la pérdida de agua por evaporación (Rabenhorst *et al.*, 1984).

La tasa de formación de carbonatos pedogenéticos dependerá de la tasa de intemperismo de los minerales que contengan calcio, o de la tasa de translocación por lixiviación del carbonato originalmente presente en el material parental (por ejemplo, calizas o depósitos calcáreos lacustres). Si la cantidad de carbonato es de origen atmosférico esta tasa de formación dependerá de la concentración de carbonatos en el polvo y de la cantidad de lluvia disponible para disolverlo y transportarlo en el suelo hasta la profundidad de precipitación (McFadden

et al., 1991). Sin embargo, los carbonatos pedogenéticos presentan diferente morfología de acuerdo con el grado de evolución y el tipo de material parental.

La acumulación progresiva de estos carbonatos es dependiente del tiempo, el contenido de carbonato de calcio y su morfología constituyen una herramienta para correlacionar cronológicamente suelos y paleosuelos (Gile *et al.*, 1966).

Además, se sabe que el carbonato pedogenético una vez formado, puede persistir en su estado original a pesar de estar sepultado o de que ocurran cambios climáticos. De allí que la presencia de horizontes cálcicos y petrocálcicos son considerados una evidencia de aridez (Retallack 2001). La composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) de los carbonatos pedogénéticos es muy utilizada como indicador de la influencia del clima sobre la génesis de los suelos.

De lo anterior se desprende que el estudio de los carbonatos presente en el Valle de Teotihuacán puede brindar información complementaria a la existente para esta área, sobre las condiciones paleambientales de formación de paleosuelos y carbonatos, sobre todo la relacionada con firmas isotópicas, morfología y mineralogía de los mismos, permitiendo hacer más precisa la percepción de la evolución del paisaje de la región.

### **Hipótesis:**

Los carbonatos presentes en los suelos presentan firmas isotópicas y características mineralógicas y micromorfológicas que pueden relacionarse con la evolución del paleoambiente en el área donde estos se encuentran. El estudio de estos carbonatos podría permitir identificar variaciones en las características de la biomasa presente en el valle, así como entre condiciones climáticas áridas y húmedas durante el Pleistoceno y el Holoceno. Atendiendo a la anterior hipótesis los objetivos planteados son los siguientes:

### **Objetivo General:**

- Determinar la génesis de los carbonatos presentes en los dos perfiles de suelos seleccionados del Valle de Teotihuacán utilizando métodos micromorfológicos, mineralógicos y geoquímicos. Conocer que información estos brindan sobre la evolución paleoambiental de la región.

**Objetivos específicos:**

- Distinguir las características mineralógicas y geoquímicas de los carbonatos presentes en los dos perfiles de suelo.
- Entender la relación existente entre las características de los carbonatos y los paleosuelos donde estos se encuentran localizados.
- Determinar la relación entre las firmas isotópicas de los carbonatos con las condiciones climáticas y del paisaje como el tipo de vegetación y las precipitaciones teniendo en cuenta la cronología.

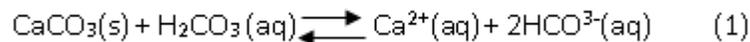
## 2. ANTECEDENTES

La presencia de acumulaciones de carbonato de calcio en un perfil de suelo es un rasgo morfológico importante como propiedad diagnóstica para la clasificación de los suelos. Sin embargo, estos carbonatos pedogenéticos no son útiles solamente para la clasificación, sino

que representan rasgos particulares de los suelos que se encuentran en regiones áridas y semiáridas. La calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) es un mineral autigénico que se acumula por iluviación formando horizontes cálcicos y petrocálcicos, sin embargo, en ambientes áridos, puede venir acarreado por el viento, e incorporarse al suelo. La tasa de formación de carbonato pedogenético dependerá de la tasa de intemperismo de los minerales del material parental que contengan calcio, así como de la tasa de translocación del mismo por lavado. Por otro lado, si el origen del carbonato es atmosférico la tasa de acumulación dependerá de la cantidad de carbonato presente en el polvo eólico, así como del agua meteórica necesaria para disolverlo y lixiviarlo.

### 2.1. Formación de horizontes cálcicos y petrocálcicos

Considerando al suelo como un sistema abierto, el proceso de disolución-precipitación de carbonato de calcio puede ser resumido mediante la siguiente ecuación:



Esta indica que la formación de carbonato pedogenético se relaciona con: la cantidad de agua presente en el suelo, la presión parcial de  $\text{CO}_2$  proveniente de la respiración de las raíces y/o de la descomposición de la materia orgánica y la temperatura (Birkeland, 1984).

Un aumento de la concentración de  $\text{CO}_2$  en el suelo o la disminución del pH permite la solubilización del  $\text{CaCO}_3$ . El desplazamiento de la reacción hacia la precipitación de carbonato ocurre cuando hay procesos de evaporación/evapotranspiración, desgasificación y pérdida de  $\text{CO}_2$  (Salomons y Mook, 1986). También existen factores biogénicos que provocan la precipitación de carbonatos en suelos, como son el uso de  $\text{CO}_2$  por las cianobacterias (Krumbein y Giele, 1979) y la acción de hongos que hacen disminuir la concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  (Phillips et al. 1987).

Aunque los términos calichen y calcreta también se utilizan para acumulaciones no pedogenéticas de carbonatos que ocurren en la zona de la franja capilar, por encima del movimiento lateral del agua subterránea, o en la zona de fluctuación del nivel freático (Wright y Tucker, 1991), generalmente el término hace referencia a los carbonatos formados

por procesos propios de suelos y aparecen en el perfil como moteados, nódulos, láminas y horizontes.

Los horizontes cálcicos y petrocálcicos, definidos pedológicamente como Bk y K respectivamente, son aquellos que se caracterizan por la acumulación de carbonatos de calcio y de magnesio (Soil Survey Staff, 1999). La presencia de estos horizontes es restrictiva a regiones áridas y semiáridas, con regímenes humedad del suelo tórrido, ústico y xérico (Tanner, 2010). Esta acumulación es generalmente atribuida a procesos de disolución, translocación y posterior reprecipitación de los carbonatos presentes en el material del suelo o proveniente de fuentes externas (Arkley, 1963).

La profundidad a la que podemos encontrar en el suelo estos horizontes se asocia con la precipitación efectiva; la zona de máxima acumulación de carbonatos es aquella hasta la que el agua puede penetrar eficazmente en el suelo. También las discontinuidades litológicas y los cambios en la distribución del tamaño de los poros en estas, influyen en la posición donde aparecerán los horizontes enriquecidos en carbonatos; porque alteran el movimiento del agua y se crean mejores condiciones para la precipitación (Stuart y Dixon, 1973).

En suelos desarrollados a partir de materiales de origen calcáreo, los horizontes cálcicos y petrocálcicos se pueden formar por la acumulación de horizontes supra yacentes o por la alteración de carbonatos preexistentes en el horizonte (Elbersen, 1982). Para suelos desarrollados sobre calizas, Rabenhorst y Wilding (1986) propusieron un modelo para la formación de horizontes petrocálcicos que implica la disolución en el lugar y la reprecipitación de las calizas sin una acumulación apreciable de carbonatos de horizontes suprayacentes. Sin embargo, la mayoría de los estudios relacionados con la génesis de horizontes cálcicos y petrocálcicos se han realizado para suelos desarrollados a partir de materiales parentales ligeramente calcáreos o no calcáreos. Los carbonatos en estos suelos se han atribuido al polvo eólico (Gardner, 1972; Gile et al., 1966), al movimiento lateral a partir de fuentes de carbonato o a la redistribución local desde las zonas topográficamente más bajas en paisajes de montículos (Sobecki y Wilding, 1983). En los estudios en los que se asume que los carbonatos son provenientes del polvo eólico, se puede evaluar la

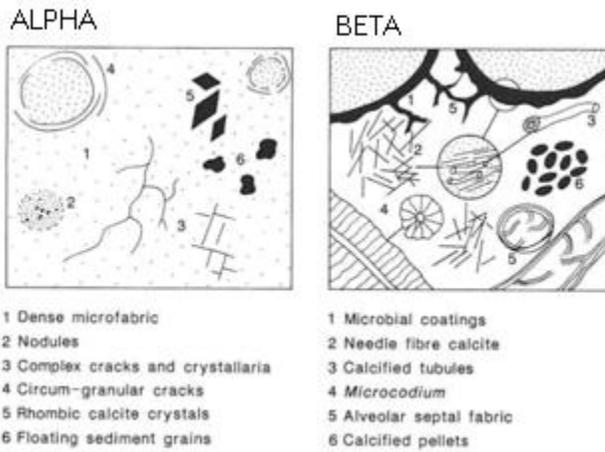
acumulación por comparación de los suelos con los materiales parentales similares (Gile et al., 1966).

## 2.2 Clasificación de carbonatos pedogenéticos

Existen aproximadamente cinco tipos de clasificaciones de carbonatos pedogenéticos. Una de las más utilizadas es la descrita por Netterberg (1980) y está basada en la morfología. La forma en que se describen tiene que ver con su grado de desarrollo en los perfiles de suelo. Según esta clasificación, por ejemplo, los nódulos dispersos, con el paso del tiempo, se convierten en calcretas globulares, de allí a calcretas con forma de panal, luego duripanes y a largo plazo en rocas.

Otra de las formas más aplicadas de clasificación es la de Machette (1985), ya que la organiza en seis etapas de desarrollo. En esta clasificación es importante el papel del material parental y la distinción entre sustratos ricos en gravas y aquellos que no lo son, porque el desarrollo de los perfiles es mucho más rápido en este tipo de sustratos (Gile et al. 1966, Machette, 1985). Las primeras etapas son descritas como aquellas donde la distribución del  $\text{CaCO}_3$  aparece como un recubrimiento escaso, que recubre entre un 2% a 4% de los horizontes y en la etapa 4, que es de un gran desarrollo, el  $\text{CaCO}_3$  se encuentra cementado con una estructura que va de laminar a tabular.

Wright en 1990 planteó otra forma de clasificación basada en la microestructura. Las Alpha calcretas y las Beta Calcretas (Figura 1). La Alpha posee una fábrica densa y continua de micrita y microesparita, típicamente con presencia de cristales. Las Beta calcretas muestran microfacies dominadas por características biogénicas, como rizoconcreciones, lublinita, y tubos microbiales. Estos carbonatos precipitan en asociación con hongos u otros microorganismos. del suelo.



**Fig. 1.** Clasificación de Wright (1990)

### 2.3 Mineralogía de Carbonatos pedogenéticos

Como habíamos mencionado, los procesos de precipitación y disolución de carbonato de calcio en suelos están gobernados por la ecuación 1. Pero esta ecuación no nos da información sobre la mineralogía, la morfología y el tamaño de los cristales que se forman, parámetros que están relacionados con la presencia de otros iones y moléculas en el ambiente del suelo y también con la actividad microbológica.

Los minerales más comunes en el sistema de carbonato ternario  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ , que podrían precipitar en suelos o sedimentos, están sujetos a complejos procesos de disolución/precipitación (Chen, 1997b).

La calcita, la aragonita y la vaterita son tres poliformas de  $\text{CaCO}_3$ . La calcita (calcita con bajo magnesio, LMC) es el mineral más abundante y el más estable termodinámicamente. La aragonita es encontrada generalmente en conchas de organismos acuáticos, pero es raro encontrarla en perfiles de suelo, porque gradualmente recristaliza como calcita bajo condiciones superficiales. Se ha encontrado aragonita en calcretas de perfiles (Nahon et al., 1977) y como parte de revestimientos (Courty et al., 1994). La vaterita, se ha identificado únicamente como un precipitado biogénico de los microorganismos del suelo (Lindemann et al., 2002). Un subgrupo importante de los minerales de  $\text{CaCO}_3$  son las calcitas magnesianas. La calcita con altos contenidos de magnesio contiene entre 11 y 19 mol% de  $\text{MgCO}_3$ ; los iones de Mg se incorporan de forma desordenada a la red cristalina de la calcita. La dolomita

( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) es un mineral cuya formación en ambientes superficiales es poco comprendida, pero se han documentado concentraciones elevadas en algunos suelos calcáreos (Capo et al., 2000; Whipkey et al., 2002).

La siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) aparece en suelos hidromórficos como recubrimiento xenotópico en las paredes de los poros (Lindbo et al., 2010).

Por otro lado debemos mencionar que Bachman y Machette (1977) establecieron que las relaciones molares Ca:Mg de horizontes cálcicos y petrocálcicos se incrementan respecto al material parental y ese incremento coincide con cambios en la fracción mineral arcillosa a especies más ricas en Mg (a medida que aumenta la acumulación de  $\text{CaCO}_3$ ) aumenta la actividad iónica del  $\text{Mg}^{2+}$  en la solución del suelo, favoreciendo la siguiente transformación: illita-esmectita, esmectita a palygorskita y de ésta a sepiolita. La palygorskita y la sepiolita constituyen los dos argilo minerales fibrosos, ricos en Mg, típicos de los suelos áridos constituyendo también un excelente indicador de aridez por largos períodos de tiempo (Singer y Norrish, 1974).

#### 2.4 Macrocaracterísticas de los carbonatos pedogenéticos

Los carbonatos pedogenéticos presentan una amplia gama de formas. Los principales tipos son:

Los que se presentan como un polvo de partículas finas y sueltas de calcita en un cuerpo continuo con poco o ningún desarrollo de nódulos (Wright y Tucker 1991). Estos polvos se encuentran comúnmente como parte de un perfil calcáreo.

Los nódulos (Figura 2a) son concreciones de blandas a muy duras de carbonato cementado y / o reemplazado por suelo (Wright y Tucker, 1991). La forma de los nódulos es comúnmente irregular pero aproximadamente igual en las tres dimensiones. La morfología de los nódulos de carbonato puede variar ampliamente en cuanto a su tamaño (de 2mm a decenas de centímetros) (Hill et al., 1999), grado de cementación, el contenido de carbonato y las estructuras internas.

Los pisolitos (Figura 2c) son similares a las calcretas nodulares pero las concreciones de carbonato en su mayoría se han redondeado y han desarrollado estructuras concéntricas.

Comúnmente son de carbonato masivo y/o con granos detríticos en el centro. Las concreciones pisolíticas son muy duras y varían en tamaño desde varios milímetros a más de 10 cm. Para las concreciones de menos de 2 mm de diámetro se ha utilizado el término ooides (Lee, 1974; Arakel, 1982).

Las concreciones de carbonato en forma tubular son duras o suaves y polvorientas. Estas concreciones pueden ser simples y separadas o conectadas y variar en cuanto al tamaño y al contenido de carbonato. Algunos son huecas, otros son sólidas o rellenas de diversos materiales.

Las calcretas laminares (Figura 2c) tienen forma de hojas endurecidas de carbonato. Las láminas pueden ser delgadas (menores de 1 mm) y el espesor total de un calcreta laminar es comúnmente menor de 25 cm.

El horizonte petrocálcico se produce como un horizonte similar a una lámina endurecida, típicamente con una fábrica interna compleja, una superficie superior afilada y una superficie inferior gradacional (Wright y Tucker 1991). La morfología de este tipo de calcreta varía ampliamente. Los rangos de espesor de varios centímetros hasta decenas de metros y los rangos de extensión lateral desde decenas de metros cuadrados a cientos de kilómetros cuadrados (Butt et al. 1977). La fábrica interna puede ser muy compleja, incluyendo nódulos, fragmentos de carbonato re-cementado, huecos y clastos flotantes de otros materiales.

Los moteados de carbonato se componen de carbonato relativamente puro, pero pueden contener algunas arenas o gravas 'flotantes'. Los moteados de carbonato son suaves y rara vez cementados, difieren significativamente de los nódulos.



**Fig. 2.** Características de carbonatos pedogenéticos: a) Nódulos, b) rizoconcreción, c) pisolitos, d) calcreta laminar.

### 2.5 Características micromorfológicas de los carbonatos en suelos

Los carbonatos en láminas delgadas de suelos son fácilmente identificables por su notable birrefringencia resultando en colores blancos de interferencia de alto orden. Estos también se caracterizan por un alto relieve de fuertemente negativo a fuertemente positivo dependiendo de la orientación.

Los revestimientos de carbonatos pueden aparecer en una gran cantidad de tamaños y con una distribución básica de la red cristalina de la calcita. Frecuentemente estos revestimientos están compuestos por micrita de colores gris y marrón, algunas veces laminada, microesparita y menos frecuentemente de esparita (Khormali et al., 2006). El origen de estos puede estar relacionado con la actividad biológica junto a mecanismos de evaporación o translocación mecánica o podemos tener recubrimientos tipo túbulos microbiales que solo se relacionan con la actividad biogénica (Wright; 1986).

Los “pendants” (figura 3a) frecuentemente los podemos encontrar bajo la cara del material grueso de gravas. Estos son depositos cónicos que irradian desde las superficies inferiores de guijarros en el suelo. Los “pendants” se componen de una alternancia irregular de láminas de carbonato pedogenético identificables a nivel microscópico. Su color oscila entre el

marrón claro al oscuro dependiendo del contenido de impurezas como la materia orgánica. El espesor de la mayoría de estos recubrimientos tienen un espesor aproximado de unos pocos milímetros (McFadden, 2000; Khormali et al., 2006). El espesor es inferior a 0.5 mm en suelos desérticos de finales del Pleistoceno y del Holoceno (Wang et al., 1996). La génesis de los “pendants” es el resultado de una secuencia evolutiva mineralógica que involucra diferentes tipos de cristalizaciones de calcita (Ducloux et al., 1984; Ducloux y Laouina, 1989).

Dependiendo de la forma cristalina y la morfología de la lámina, es posible vincular la formación de los pendants de calcita a cambios climáticos y modificaciones de las condiciones del suelo a través del tiempo (Dupuis et al, 1984; Chadwick et al., 1989; Courty et al., 1994). La presencia de microlaminaciones, claras, compuesta de carbonato de calcio puro con cristales bien formados y orientados paralelamente, parece indicar períodos más secos y menos favorable para la actividad biológica (más caliente en climas cálidos y más fríos en climas fríos). Las microlaminaciones oscuras, con un alto contenido de partículas detríticas, compuestas de cristales de calcita de menor grado de desarrollado y orientados al azar con hifas fúngicas, se ha asociado con períodos más húmedos en donde la biota del suelo es más activa. La acreción de capas sucesivas de calcita que componen los pendants representa una secuencia estratigráfica útil para establecer el marco cronológico de suelos y geoformas (Blank & Fosberg, 1990; Pustovoytov, 2003; De Sharp et al, 2003) y para la reconstrucción de las condiciones paleoambientales (Courty et al., 1994; Pustovoytov, 1998, 2002).

Macroscópicamente, las costras laminares (figura 3e) constituyen horizontes densos, finamente laminados, que se encuentran ya sea en el la parte superior de los perfiles cálcicos (o debajo de una capa de suelo delgado), o en la parte superior de rocas profundas. A escala microscópica, estas costras se componen de una sucesión de bandas de color claro de micrita y microesparita compuestas de esferillas que alternan con láminas de color más oscuro que se debe a la presencia de micrita rica en óxido de Fe, Mn y materia orgánica.

Los procesos que explican la génesis de estos horizontes laminares ha sido objeto de debate. Aunque varios autores sugirieren que su formación corresponde a las últimas etapas de desarrollo del horizonte, cuando la conductividad hidráulica del suelo se reduce drásticamente por la cementación, también hay que la actividad biológica juega un papel importante en su génesis (véase Wright, 1989).

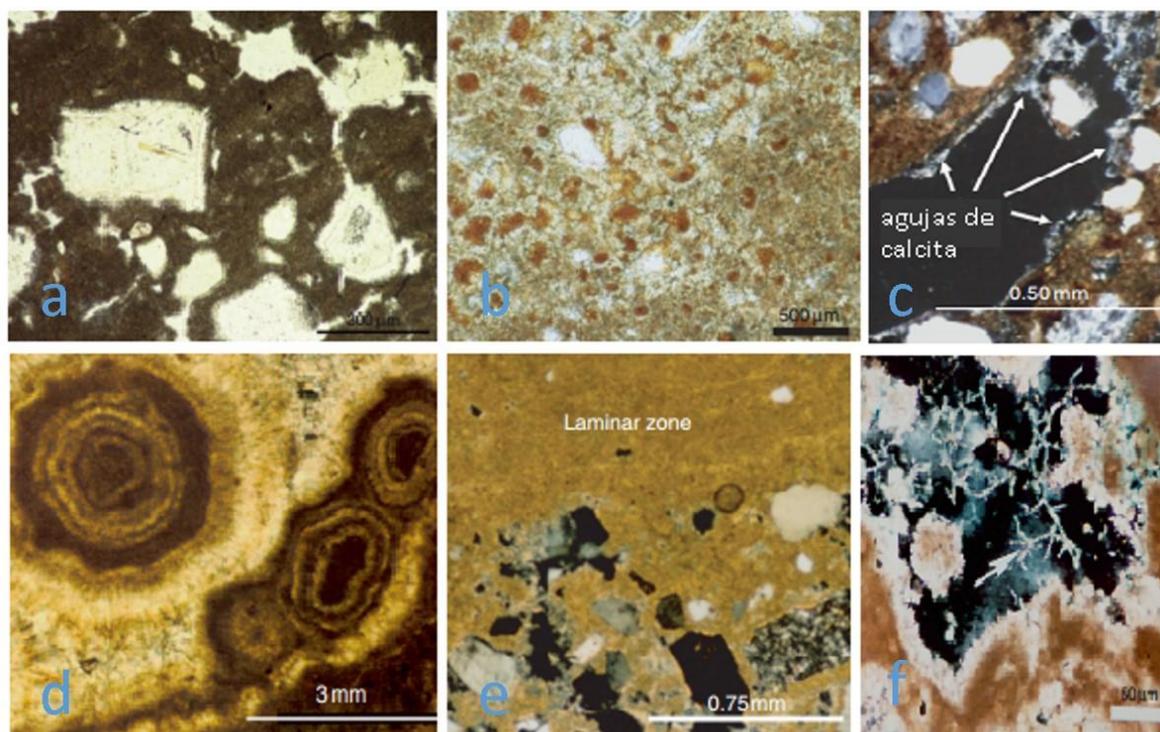
Las agujas de calcita (figura 3c) están compuestas por calcita de bajo Mg, de algunos micrómetros de ancho y hasta varios cientos de micrómetros de largo. Una característica óptica específica de estas agujas es que el ángulo de extinción y alargamiento de la aguja no corresponden con la de los cristales de calcita cuyo eje longitudinal es paralelo al eje c, que representa el eje de crecimiento preferencial de la calcita. Estas agujas se producen en ambientes vadosos, acumulándose en los poros de una gran variedad de suelos y paleosuelos, calcretas, calizas del Cuaternario y eolianitas, y está presente en todas las latitudes, desde la zona circumpolar hasta las regiones tropicales (Jones y Kahle, 1993; Verrecchia y Verrecchia, 1994). Estas pueden encontrarse en los suelos de diferentes edades, pero son comunes en los suelos del Holoceno en su etapa inicial (como filamentos) de la secuencia morfológica propuesto por Gile et al. (1966). El origen de la aguja de calcita se ha discutido durante muchos años y es generalmente interpretado de dos maneras: un origen físico-químico puro y otro por la influencia directa o indirecta de la actividad biológica.

También en los suelos podemos encontrar nódulos de carbonato (figura 3b) en una amplia cantidad de formas. En los suelos estables, los nódulos tienen una forma difusa y un contorno irregular mientras que los nódulos disórticos indican el efecto de alguna pedoturbación (en los Vertisoles podemos encontrar este tipo de nódulos) (Kovda y Mermut de 2010). En general, los nódulos micríticos son más comunes en los suelos de textura fina a media, y aquellos formados por grandes cristales de esparita predominan en suelos de textura gruesa (Machette, 1985). Los factores que influyen en la diversidad de morfologías son muchos. Por ejemplo, los episodios de precipitación y disolución pueden afectar el nódulo y dar lugar a: fábricas complejas (Courty et al, 1987; Durand et al, 2007), a cavidades expuestas, grietas circumgranulares y de contracción, e inclusive a fases de recristalización.

El origen de los nódulos de carbonato pedogenéticos es poco conocido. Se sabe que, en las primeras etapas de cristalización de la calcita, se forman nódulos impregnativos difusos de calcita microcristalina. Al aumentar la acumulación del carbonato de calcio, se forman nódulos de mayor tamaño, compuesto principalmente por calcita microcristalina, pero con una tendencia a recristalizar a un tamaño de grano más grande (Sehgal y Stoops, 1972; Wieder y Yaalon, 1974; Courty y Fedoroff, 1985; Achyuthan y Rajaguru, 1997).

Los pisolitos (figura 3d) son estructuras acrecionales más o menos concéntricas, de 2 mm o más grandes, con o sin núcleo. Las capas de estos están compuestas principalmente de carbonatos, pero también pueden contener hierro, manganeso, materia orgánica, y minerales de arcilla, tales como paligorskita y sepiolita (Brock & Buck, 2005). Los pisolitos son comunes en horizontes cálcicos y petrocálcicos muy desarrollados (Arakel, 1982).

Los rizolitos son estructuras órgano-sedimentarias que han sido descritas en muchas partes del mundo, producidos por la actividad y la descomposición de las raíces de las plantas (Cohen, 1982; Jones y Ng, 1988; Jones y Squair, 1989; Klappa, 1980; Mount y Cohen, 1984). Son estructuras cilíndricas, sinuosas, con longitudes que van desde unos pocos centímetros hasta varios metros. Se caracterizan por tener una sección transversal circular, con diámetros que van desde 0.1 mm a aproximadamente a 20 cm. La micromorfología y la estructura de los rizolitos dependen de la posición en la que la calcificación tuvo lugar en la rizosfera, de los organismos involucrados, y de si la planta estaba viva o muerta cuando se produjo la calcificación (Jaillard et al., 1991; Alonso-Zarza, 1999).



**Fig 3.** Láminas delgadas de estructuras de carbonatos en suelos: a) pendants, b) nódulos, c) agujas de calcita, d) pisolitos, e) calcreta laminar, f) vacío en un horizonte petrocálcicos (Durand, 2010)

## 2.6 Isótopos estables de carbono y oxígeno en análisis de carbonato pedogenéticos.

### 2.6.1 Generalidades

La composición isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos de suelos y paleosuelos es muy utilizada como indicador de la influencia del clima sobre la génesis de los mismos (Cerling, 1984). La interpretación de estos valores isotópicos es compleja dados los diferentes mecanismos interrelacionados que controlan las relaciones isotópicas.

La composición isotópica del carbono es controlada por las características del  $\text{CO}_2$  presente en los gases del suelo; esta composición se relaciona a su vez con el  $\delta^{13}\text{C}$  de la biomasa de las comunidades locales de vegetación (la proporción existente de plantas  $\text{C}_3$ ,  $\text{C}_4$  y CAM) (Cerling, 1993). La tasa de acumulación del nuevo carbonato precipitado es muy baja comparada con el flujo de  $\text{CO}_2$  respirado por las plantas (Quade et al. 1989) por lo que la composición isotópica del carbono pedogenético estará controlada por la composición isotópica del  $\text{CO}_2$  del suelo.

Existe un fraccionamiento isotópico en equilibrio para cada par de fases del sistema  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CaCO}_3$ . En el proceso de precipitación del carbonato hay un enriquecimiento (el carbonato pedogenético es más pesado que el  $\text{CO}_2$  del suelo), de manera que los valores estimados para este enriquecimiento son 9.8‰ y 12.4‰ a 25°C y 0°C, respectivamente (Friedman y O'Neil, 1977). Se conoce también que el coeficiente de difusión para el  $^{12}\text{CO}_2$  y  $^{13}\text{CO}_2$  es diferentes; hay una mayor difusión del ligero y un enriquecimiento de aproximadamente 4.4‰ en el dióxido de carbono del suelo (Cerling et al., 1991). El carbono pedogenético precipitado en equilibrio con el  $\text{CO}_2$  del suelo podría estar enriquecido en  $\delta^{13}\text{C}$  en 14‰ (25°C) en relación con el respirado. Otro fraccionamiento que ocurre es de tipo cinético, debido a las diferentes vías metabólicas que presentan las plantas (Craig, 1953).

Para las calcretas son comunes los valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  (tan negativos como -10‰) (Gardner 1984, Parada et al. 1983). Los valores positivos que podrían obtenerse generalmente se asocian a la mezcla con el  $\text{CO}_2$  de la respiración del suelo y con el  $\text{CO}_2$  atmosférico (Schlesinger, 1985).

La relación isotópica  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  en suelos está marcada por la elevación, la latitud, la temperatura, las características de la cubierta vegetal, la estacionalidad y la composición de la lluvia, los índices de evaporación, la cercanía al mar, efectos de monzón y variaciones estacionales de la composición isotópica de la lluvia entre otros factores.

En cuanto a la composición isotópica del  $\delta^{18}\text{O}$  en los carbonatos pedogenéticos sabemos que existe una buena correlación entre ésta y el agua de lluvia local (Cerling y Quade, 1993). La evaporación es el principal mecanismo que causa el fraccionamiento isotópico (Drever et al. 1987) y se ha observado una tendencia a encontrar valores más ligeros de  $\delta^{18}\text{O}$  en las partes profundas del perfil, posiblemente asociados a la infiltración preferencial del agua procedente de las lluvias de verano (Quade et al., 1989). Para el caso del  $\delta^{18}\text{O}$ , el fraccionamiento isotópico produciría un enriquecimiento del 30‰ relativo al agua del suelo (Friedman y O'Neil, 1977). Sin embargo, como el carbonato pedogenético se forma en equilibrio con el agua del suelo, la composición isotópica de ésta puede estar más enriquecida en  $^{18}\text{O}$  que el agua de lluvia, debido a la evaporación (Cerling y Quade, 1993).

Los isótopos estables han demostrado ser útiles en la diferenciación de las aguas subterráneas de las calcretas pedogenéticas, pero el uso más importante es el de determinar los mecanismos de precipitación en calcretas antiguas y modernas. La evaporación causa covariación del C y O de los carbonatos del suelo que se enriquecerán en el isótopo pesado a lo largo del perfil (Salomons et al. 1978). Los procesos de degasificación en los suelos no fraccionan el oxígeno, pero pueden provocar un enriquecimiento en el isótopo pesado de carbono en los carbonatos del suelo. La evapotranspiración no causa ningún tipo de fraccionamiento (Salomons y Mook, 1986). En algunos estudios, estas tendencias se han usado para determinar las variaciones en composición, asociados a mecanismos de precipitación en perfiles poligenéticos (Drever et al., 1987).

### 2.6.2 Ecología e isótopos de carbono

La relación isotópica del  $\text{CO}_2$  atmosférico (-8‰ en la actualidad y -6,5‰ antes de la revolución industrial) (Friedli et al., 1986) constituye una fuente de carbono de composición relativamente homogénea a escala global. Esta relación isotópica es importante tenerla en cuenta para el análisis del metabolismo de las diferentes especies de plantas.

En relación a sus vías fotosintéticas específicas las plantas pueden ser separadas en tres grupos con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  diferentes. Las principales vías son C3 (Calvin), C4 (Hatch-Slack) y CAM (metabolismo ácido de las crasuláceas).

En la medida en que la abundancia de un tipo de planta u otro depende de las condiciones ambientales, la composición isotópica de los restos de materia orgánica presentes en el sedimento y particularmente la de los carbonatos aporta información única para la comprensión de las condiciones ambientales del pasado.

Las plantas C3, que incluyen la mayoría de los árboles, hierbas y arbustos, y pastos de lugares con estaciones frías, están adaptadas a ambientes húmedos y fríos con luminosidad escasa, tienen valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -25‰ y -32‰ (Deines, 1980). El mecanismo fotosintético de estas plantas es considerado el más viejo y evolucionó en un ambiente de elevada presión parcial de  $\text{CO}_2$  (Ehleringer et al., 1991). Estas plantas se caracterizan por un uso eficiente del agua que puede generar un enriquecimiento en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ . La composición isotópica de las plantas C3 está controlada por la composición isotópica de la atmósfera; por eso en el dosel de un bosque cerrado en el que el contenido de  $\text{CO}_2$  es mayor que el promedio global de la atmósfera las plantas se verán empobrecidas en  $^{13}\text{C}$  generando valores negativos entre -14‰ y -37‰ (Merwie y Medina, 1989).

Las plantas C4 se adaptan muy bien a los ambientes cálidos, (Sage, et al., 1999) y no suelen vivir en ambientes donde la temperatura nocturna desciende de los  $8^\circ\text{C}$  (Terri y Stowe, 1976). Son resistentes al estrés por falta de agua y altos niveles de iluminación. Dentro de este grupo tenemos a los pastos de sabanas y praderas. Sus valores de  $\delta^{13}\text{C}$  están entre -10‰ y -14‰ (Ehleringer et al., 1991).

Las CAM cierran sus estomas durante el día perdiendo así una mínima cantidad de agua por evapotranspiración. Estas plantas realizan su respiración por la noche y dependiendo de las condiciones ambientales pueden comportarse como C3 o C4.

Una representación de los valores isotópicos de estas plantas se muestra en la Figura 4.

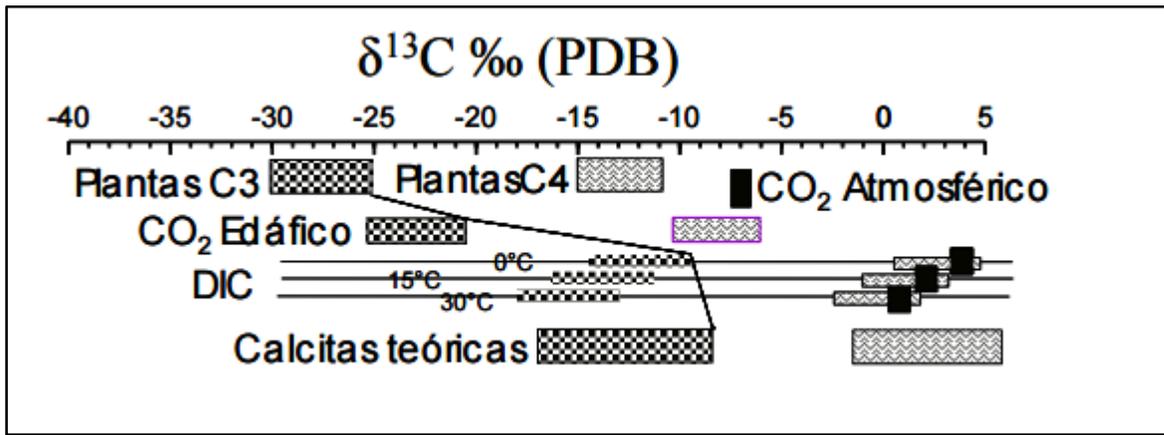


Fig. 4. Valores isotópicos más frecuentes en plantas C3 y C4 (Reyes, 1998)

## 2.7 Isótopos de estroncio, su aplicación en el estudio de carbonatos.

### 2.7.1 El ciclo del estroncio

El estroncio presente en las rocas es liberado por el intemperismo, pasa por las plantas y los animales hasta finalmente llegar a los océanos principalmente a través de los ríos. El estroncio deja este reservorio por su deposición en carbonatos marinos. Una pequeña proporción pasa directamente a la atmósfera y se transfiere al continente mediante la precipitación. La actividad tectónica y los cambios climáticos pueden afectar considerablemente la composición isotópica de Sr que llega a los océanos a través de los ríos, por el cambio en la intensidad del intemperismo, así como por el tipo de rocas que son intemperizadas (Capo y DePaolo, 1990).

En el uso del Sr como trazador en diversos ecosistemas se debe determinar todas las fuentes presentes en el sistema, así como el grado de variación isotópica de las fuentes individuales. Para caracterizar un sistema suelo-vegetación, es necesario determinar la composición isotópica del material parental del suelo, de la lluvia local, del polvo, así como del agua superficial y subterránea que puedan estar en contacto con el suelo.

### 2.7.2 El Sr en sistemas pedológicos

La composición isotópica de Sr en carbonatos pedogénicos puede reflejar las fuentes de estroncio disponibles en el ambiente del suelo, tanto como proveniente de fuentes atmosféricas (polvo) como del intemperismo *in situ* del material parental del suelo (Marshall

y Mahan 1994, Capo et al., 1995). En algunos casos la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se ha utilizado para discriminar entre paleoambientes terrestres lacustres y marinos (Banner et al. 1994). Si las fuentes externas y *las in situ* de estroncio en el suelo tienen diferentes firmas, la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se puede utilizar para conocer la trayectoria y procedencia del estroncio del sistema suelo-atmósfera.

Los isótopos de estroncio han sido ampliamente utilizados como un trazador químico del impacto atmosférico sobre los suelos y los carbonatos del suelo (Graustein y Armstrong, 1983, Miller et al., 1993, Quade et al, 1995). La relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y la labilidad de Sr en el suelo nos da información sobre el origen de los cationes de las fuentes de agua dentro del perfil (Capo et al., 1994). Encontrar altos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las aguas de los primeros 10cm del perfil del suelo indica una influencia del intemperismo del material parental.

El impacto eólico puede ser también importante en el desarrollo del suelo y en particular de suelos carbonatados en regiones desérticas (Reheis and Kihl, 1995). Los isótopos de Sr han sido utilizados para caracterizar carbonatos de suelos de regiones áridas y distinguir entre componentes eólicos y pedogenéticos.

Capo y Chadwick (1993) realizaron la determinación de Sr en los horizontes A, B y Bkm de un perfil de suelo del Pleistoceno en New México. La tasa de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la lluvia local y el polvo (que representa la labilidad del Ca) estuvo en el rango de 0.7088 y 0.7090 (el valor  $\delta^{87}\text{Sr}$  aproximadamente entre -0.5 y -0.2). La fracción soluble en ácido acético de los horizontes A, B y Bkm estuvieron entre 0.7087 y 0.7093 ( $\delta^{87}\text{Sr}$  aproximadamente entre -0.7 y +0.,2) lo que indica que el Ca de los carbonatos pedogenéticos es derivado en primer lugar de fuentes atmosféricas.

Atendiendo a toda la información comentada podemos decir que una combinación de las características micromorfológicas, mineralógicas y geoquímicas de los carbonatos pueden permitirnos concluir sobre que procesos les dio origen; así como dilucidar si estas acumulaciones de carbonatos junto a las propiedades edáficas de los suelos en los que se encuentran, pueden ser utilizadas como indicadores paleoclimáticos.

### 3. ÁREA DE ESTUDIO

El Valle de Teotihuacán (Fig. 5) se localiza a 45 km al noreste de la Ciudad de México (en la porción NE de la cuenca de México), entre las latitudes 19° 43' y 19° 38' N y las longitudes 98° 43' y 98° 53' W. Tiene una superficie de aproximadamente 348 km<sup>2</sup> y tiene una altitud que oscila entre los 2205 y los 3050 msnm.



Fig. 5: Vista de Valle de Teotihuacán y zona arqueológica.

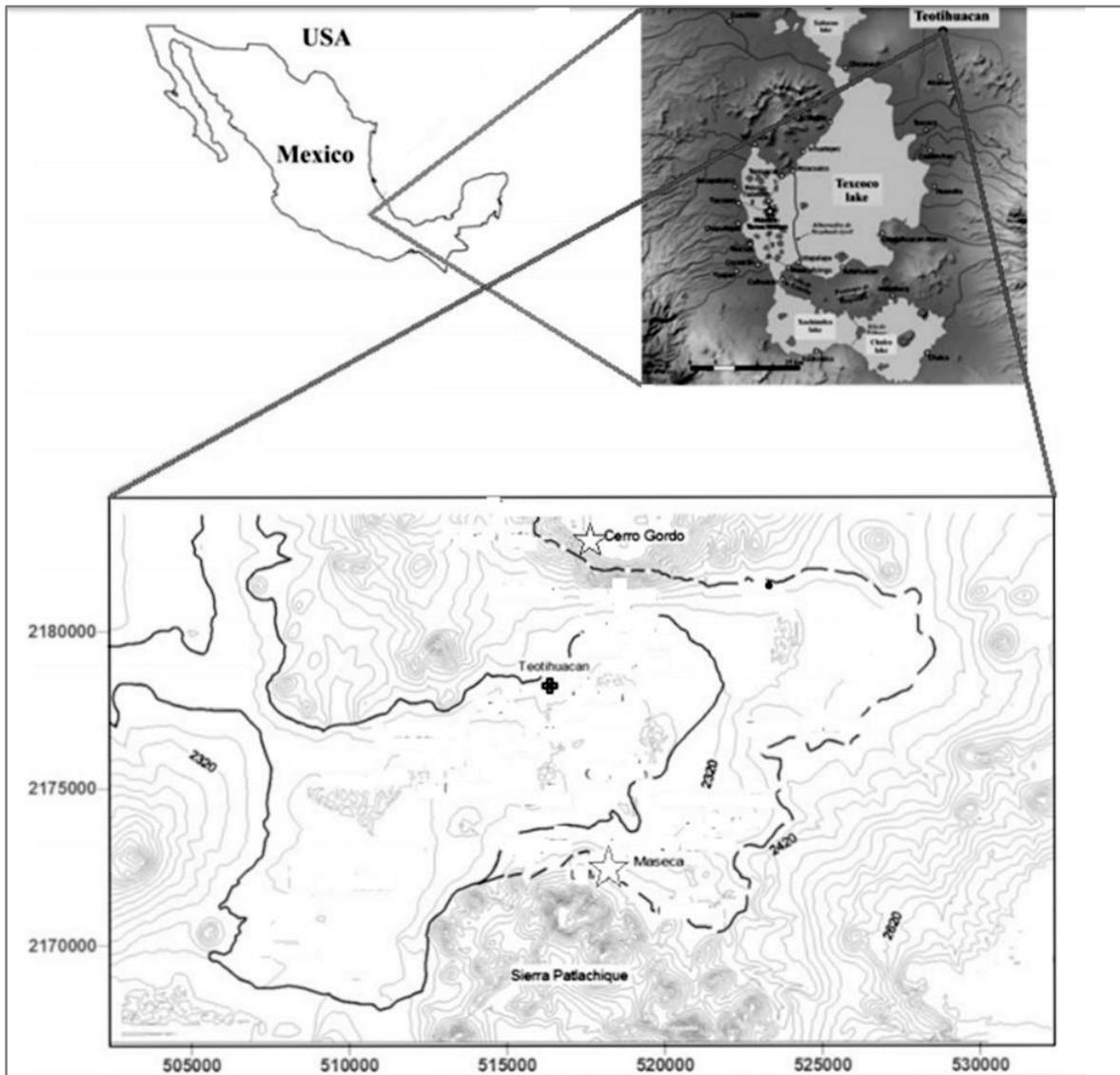


Fig. 6. Ubicación del Valle de Teotihuacán, en la parte nororiental de la cuenca de México (localización de los perfiles de estudio) (Sánchez, et al. 2013).

### 3.1 Geomorfología

El Valle de Teotihuacán fisiográficamente pertenece a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (uno de los rasgos más característicos de la geología de México) que se extiende desde Nayarit hasta un área cercana al puerto de Veracruz. La FVTM alberga más de mil edificios volcánicos dentro de los que se encuentran las cimas más altas del país. La mayor parte de las estructuras volcánicas han sido afectadas por procesos de erosión/depositación. Los eventos volcánicos en la FVTM han obstruido sistemas fluviales y se han formado cuencas fluvio-lacustres en las que se depositan considerables espesores de aluvión.

La geomorfología de la porción NE de la Cuenca de México está compuesta fundamentalmente por las formas volcánicas pertenecientes a la Sierra Nevada y algunas

unidades volcánicas pertenecientes al campo monogenético Apan-Tezontepec (García-Palomo et al., 2002). En el valle de Teotihuacán podemos apreciar dos sierras volcánicas rodeadas de planicies, la primera es la Sierra de Platachique constituida principalmente por domos y conos de escoria muy erosionados con una alineación NW-SE (Ordoñez, 1992), la segunda es la Sierra de Soltepec (Mooser, 1968), constituida por conos de escoria, flujos de lava y domos de obsidiana. La Sierra de Soltepec separa a dos planicies aluviales situadas al E. Al SE encontramos un abanico aluvial de formas suaves con una geomorfología de piedemonte piroclástico del complejo de estrato volcanes Tlaloc-Telapón constituido por flujos piroclásticos, depósitos de pómez y lahares. Al NW encontramos un complejo de domos de escoria perteneciente al Cerro Gordo.

Tapia y López (2001) describen el Valle de Teotihuacán como una planicie aluvial con una pendiente de 0-4° y constituida principalmente por materiales aluviales y laharcos. Hidrográficamente, en el valle encontramos cuatro ríos principales: los Esteles, el Muerto, el Soldado y Piedras Negras que en la planicie se unen formando el río San Juan (Hernández, 2007).

### **3.2 Geología y Tectónica**

La Cuenca de México es alargada en dirección NNE-SSW y tiene una longitud de 100 km y una anchura de 30 km. La delimita al norte la Sierra de Pachuca, al oriente la Sierra de Río Frío y la Sierra Nevada, al poniente la Sierra de las Cruces y al sur la Sierra de Chichinautzin (de Cserna et al., 1988).

En esta área existe una interacción intermitente entre volcanismo y tectonismo. En cuanto al volcanismo de la zona hubo una notable actividad en el pleistoceno tardío (~42-31 Ka) (García-Palomo et al., 2002). Las rocas de la región son afectadas por varias fallas y sistemas de fracturas que continúan hacia el NE de Teotihuacán.

Los Cerros más antiguos del Valle de Teotihuacán, como son el cerro Malinalco tienen rocas de composición andesítica pertenecientes al Mioceno tardío y medio (Barba, 1985). Por otro lado, la Sierra Platachique compuesta por andesitas y dacitas pertenece al Plioceno temprano. El Cerro Gordo tiene rocas de una composición andesítica-basáltica y tiene una edad de Plioceno tardío.

La mayoría de los volcanes localizados dentro del valle son más jóvenes que las formaciones antes mencionadas; generándose durante el Cuaternario; las composiciones son variadas y pueden ser tanto andesíticas como basálticas. Estos se encuentran alineados a lo largo de un sistema de fallas normales con dirección NE-SW (Hernández, 2007).

En Teotihuacán se han identificado dos sistemas de fracturamiento perpendiculares; el primero con orientación NW-SE (las fracturas ubicadas al norte sostienen los relieves de la fractura de Cerro gordo) y el segundo tiene una orientación SW-NE que está formado por dos zonas de fractura. La fractura Soltepec en la que se distinguen los Cerros Picacho y Soltepec y constituyendo el parteaguas oriental y al oeste la fractura Coronillas definida al sur por el

Cerro Chiconautla y al norte por el Cerro Coronillas y los conos Tlaltepec e Ixtlahuaca (Mooser, 1968).

### 3.3 Suelos

El Valle de Teotihuacán es un área donde se observan ciclos de estabilidad e inestabilidad geomorfológica. En las fases de inestabilidad ocurre el movimiento de sedimentos desde los puntos de mayor elevación hasta el fondo del valle, en donde se depositan. Durante las fases de estabilidad cesan los procesos de erosión/sedimentación y los factores formadores de suelo actúan en el desarrollo de la cubierta edáfica (Solleiro-Rebolledo et al., 2015). Dicha cubierta, hoy en día, está conformada por unidades de suelo tipo Phaeozems, Cambisoles, Vertizoles, Fluvisoles y Leptosoles. Los Phaeozems ocupan el 46 % del área, y se localizan en los cerros, sierras y piedemontes. Los Vertizoles están presentes en el 18 % de la región, fundamentalmente en depresiones y zonas de una pendiente aproximada de 2%. Tanto los Cambisoles como los Leptosoles ocupan respectivamente un 13 % de la zona y se distribuyen en diferentes regiones del relieve. Los Fluvisoles, que son los menos comunes, se concentran en el fondo del valle y ocupan el 10 % del área (Gama-Castro *et al.*, 2005; Solleiro-Rebolledo *et al.*, 2006).

Actualmente el uso del suelo es urbano y agrícola; se produce fundamentalmente nopal, maíz, frijol y calabaza (Gama-Castro *et al.*, 2005).

### 3.4 Clima

Las características climáticas del Valle de Teotihuacán están determinadas por la altitud y topografía del mismo; la planicie y los parteaguas de los complejos volcánicos que limitan la cuenca de captación, presentan diferencias en cuanto a temperaturas, precipitación y tipos climáticos.

Según el sistema de clasificación de Köppen modificado por García (1964), el clima es C (W0) b (e) g, templado subhúmedo (hasta una altura aproximada de 2800 msnm) con lluvias en verano que representan entre el 5% y el 10.2 % de la precipitación actual anual; con verano fresco con la temperatura media del mes más caliente por debajo de los 22°C. También en el valle encontramos el clima BS1k'w (w) (i) g (a partir de los 2800 msnm), que es seco templado con verano cálido, la temperatura media anual entre 12°C y 18°C, con las temperaturas en el mes más caliente superiores a 18°C (García, 1984).

La precipitación anual, que ocurre principalmente entre los meses de mayo y octubre es de 400-900 mm. La escasa precipitación en la región se debe fundamentalmente a dos factores: a la barrera de la Sierra Madre Oriental de donde provienen los vientos alisios del Golfo de México y al efecto de sombra orográfica que Sierra de Pachuca ejerce sobre la parte septentrional de la cuenca de México (García, 1968).

### 3.5 Vegetación

La vegetación actual del valle de Teotihuacán se encuentra alterada por la actividad humana y existen por tanto pocas comunidades vegetales (Rzedowski, 1964). En el Cerro Gordo y las regiones cercanas al norte de San Juan Teotihuacán según Catilla y Terejo (1987) se distinguen los siguientes tipos de vegetación:

**Matorral Xerófilo:** es el tipo de vegetación más extendido ya que lo podemos encontrar en todos los terrenos accidentados, lomeríos y cerros hasta una altura aproximada de 2750 msnm.

**Matorral de Encino *Quercus frutex* Trel.:** esta comunidad se desarrolla entre el matorral xerófilo y el bosque de encinos y crece en suelos someros, en la franja que va de los 2850msnm a los 3000 msnm en la ladera sur del Cerro Gordo y de los 2700 msnm a 2800 msnm en la ladera norte.

**Pastizal:** Comunidad poco extendida. Se localiza en abanicos aluviales, lomeríos y valles situados entre los 2400 msnm y los 3050 msnm. Se pueden encontrar dos tipos de pastizal, uno de *Buchloë dactyloids* con *Hilaria cenchroides* y/o *Boteloua gracilis*, este sin un límite claro y el otro es el zacatonal de *Stipa ichu*. El zacatonal ocupa un área menor y se encuentra en cañadas de la vertiente norte del Cerro Gordo, alrededor de los 3000 msnm.

**Bosque de Encinos:** esta comunidad vegetal ocupa una pequeña área restringida a la ladera norte del Cerro Gordo desde los 2800 msnm hasta los 3050 msnm, extendiéndose hasta el pico aldeaño: Cerro Palo Huérfano.

**Vegetación antropógena:** es la asociación de plantas arvenses y ruderales que se desarrollan producto a la actividad humana. Incluye tres tipos: vegetación agrícola y arvense, ruderal, y bancos de material de brecha volcánica.

#### 4. METODOLOGÍA

Para el propósito de esclarecer la génesis de los carbonatos de los dos perfiles analizados se utilizaron métodos mineralógicos (microscopía y difracción de rayos X -DRX), micromorfológicos y geoquímicos. La micromorfología en muchos de los casos mostró ser una técnica suficientemente robusta para evidenciar diferencias claras entre los carbonatos muestreados en los horizontes. Los métodos geoquímicos aplicados a las muestras fueron fundamentales para encontrar diferencias entre carbonatos que pudiesen tener condiciones de formación y estar sujetos procesos de fraccionamiento diferentes.

A continuación, se detalla la metodología empleada. En todos los casos la combinación de método geoquímicos ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y Sr) con la información brindada por los métodos mineralógicos y micromorfológicos fueron la mejor vía para establecer la génesis de los carbonatos.

##### 4.1 Recolección de muestras

Las muestras analizadas pertenecen a dos perfiles; el primero al que llamamos Cerro Gordo con coordenadas  $19^{\circ}44'55''\text{N}$ ,  $98^{\circ}49'23''\text{W}$  y ubicado a una altura de 2945msnm y un segundo perfil denominado Maseca ( $19^{\circ}39'36.8''\text{N}$ ,  $98^{\circ}49'19.4''\text{W}$ , altura: 2320msnm), en la transición entre el cerro y el valle. En el caso de los dos perfiles se muestrearon los diferentes horizontes distinguibles por diferencias en características como color, estructura, textura y contenido de arcilla; con el fin de relacionarlos con los carbonatos presentes en estos. En el perfil de Cerro Gordo se analizaron dos muestras de carbonatos presentes sobre un tepetate (Fig 7). En el perfil de Maseca se analizaron 4 muestras de carbonatos relacionadas con 6 horizontes (Fig. 8). La selección de los perfiles se hizo con base en trabajos previos, tomándose en cuenta, aquéllos que tuvieran un conjunto de resultados analíticos completos y que pudieran ser comparados (Solleiro – Rebolledo et al., 2011; 2015).



Fig. 7. Carbonatos muestreados en el perfil Cero Gordo (presentes en agrietamientos poligonales)



Fig. 8. Concreciones muestreadas en los perfiles (a)CG1 (b) MS1 (c) MS2 (d) MS3 (e) MS4

## 4.2 Micromorfología en láminas delgadas

Se secaron a temperatura ambiente los bloques de muestras inalteradas de los diferentes horizontes de los perfiles analizados en campo, así como las muestras de carbonatos encontrados en estos.

Posteriormente se realizó la impregnación con el fin de evitar la friabilidad. Las muestras fueron colocadas en recipientes herméticos de plástico y se les adicionó resina poliéster con índice de refracción de 1.65; se introdujeron durante 20 min en una cámara de vacío a 22 atmósferas para lograr la total impregnación de los macro y micro poros ocupados por aire. Después de este proceso las muestras permanecieron 10 días a la sombra y luego fueron puestas al sol para favorecer el endurecimiento de la resina y la solidificación total del bloque.

Los bloques fueron cortados utilizando una cierra circular de diamante de rin continuo de 9 pulgadas y lubricada con agua en secciones de aproximadamente 4.5x6.5 x2.5 cm. Luego se pulió una de las caras utilizando una pulidora rotatoria Puehler Metacer 2000 con lijas de no. 120, 220, 460, y 600 para pegarla en el portaobjeto petrográfico.

Luego de ser pegadas el portaobjeto de 7.5x5 cm utilizando la resina Crystal 40 se esperó 10 minutos para proseguir con un corte utilizando la cortadora circular de diamante lubricada con agua modelo Buchler Patrothi; obteniéndose una lámina delgada de 70 micras de espesor.

La lámina fue pulida hasta obtener un espesor de 40 micras sobre cristal con abrasivos de 600 y 1000 y abrillantándose con alúmina y se observaron en un microscopio petrográfico Olympus BX 51.

## 4.3 Microscopía Electrónica de Barrido

Se utilizó un microscopio EVO de ZEISS para el análisis de plagioclasas, identificando rasgos de intemperismo como son las figuras de ataque, presentes en los horizontes relacionados con los carbonatos del suelo. Este análisis con el fin de documentar las posibles fuentes de  $\text{Ca}^{+2}$  para la formación de la calcita.

El microscopio electrónico de barrido es un instrumento de precisión que produce imágenes de una muestra utilizando un haz de electrones de alta energía. Estos interactúan con la muestra y producen diversas señales que son recogidas por detectores que permiten obtener información sobre la morfología, estructura y composición de la muestra. El microscopio EVO utilizado pertenece al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología (UNAM). A continuación, se muestra una tabla con las características de la fuente de electrones del ZEISS EVO HD.

Tipo de filamento	Brillo relativo a 1 kV	Diámetro del emisor ( $\mu\text{m}$ )	Diámetro de la fuente a 1 kV ( $\mu\text{m}$ )
Tungsteno	1	120	150
LaB <sub>6</sub> convencional	x13	20	60
HD	x100	20	5
Schottky FE	x3330	0,5	0,02

Tabla 1. Características de la fuente de electrones del ZEISS EVO HD

#### 4.4 Difracción de Rayos X (DRX)

La Difracción de rayos X es una herramienta muy útil para la caracterización de carbonatos cristalinos que tienen estructuras diferentes a pesar de tener composición similar. La calcita pertenece al sistema trigonal, es generalmente de origen inorgánico y puede tener cantidades variables de Mg en su estructura dependiendo de su origen (dolomitización).

##### 4.4.1 Preparación de las muestras

Las 15 muestras que se analizaron por DRX fueron maceradas en un mortero de ágata y posteriormente se tamizaron hasta tener aproximadamente 1g de muestra con tamaño de partícula menor que 200 mesh.

##### 4.4.2 Análisis e Identificación de fases

Los difractogramas se obtuvieron en un Difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D. Las muestras se midieron utilizando un portamuestras de aluminio (fracciones no orientadas). La medición se realizó en el intervalo angular  $2\theta$  de  $5^\circ$  a  $70^\circ$  en escaneo por pasos con un "step scan" de  $0.003^\circ$  (2 Theta) y un tiempo de integración de 40s por paso.

Como parte de los análisis de DRX se llevó a cabo el cálculo de los parámetros de celda de la calcita utilizando un análisis aproximado al refinamiento tipo Rietveld, el programa utilizado fue el HighScore Plus, donde mediante una rutina se refinan las unidades de celda.

## **4.5 Isótopos estables de carbono**

### **4.5.1 Carbono**

En las muestras se lleva a cabo la medición de la relación que existe entre los dos isótopos estables del carbono;  $^{12}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$ . El  $^{12}\text{C}$ , al ser el isótopo más ligero y abundante es el principal en el fraccionamiento del carbono durante los procesos químicos y biológicos (Faure y Mensing, 2005). teniendo en cuenta este proceso de fraccionamiento, se determina en las muestras la abundancia del isótopo pesado  $^{13}\text{C}$ ; y la relación entre los dos isótopos se compara con la del estándar: PDV. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  positivos o negativos indican respectivamente el enriquecimiento o el empobrecimiento del isótopo pesado en la muestra comparándola con el estándar.

Durante el proceso de fotosíntesis las plantas utilizan en primera instancia aquellas moléculas de  $\text{CO}_2$  con los isótopos ligeros de C; esto implica que la firma isotópica de la materia orgánica generada por las plantas es de valor negativo.

Los análisis isotópicos de carbono se realizaron en el Laboratorio Beta Analytic de Miami, Florida y en el Leibniz-Laboratory for Radiometric Dating and Isotope Research, Kiel, Alemania (Solleiro Rebolledo et al., 2015). Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que se reportan se expresan teniendo el estándar VPDB (Vienna Peedee Belemnite, ‰)

## **4.6 Análisis de Estroncio**

Para la cuantificación del estroncio en las muestras se llevó a cabo en primer lugar la maceración de 50 mg de 5 muestras de carbonato, tamizadas con una malla de 0.074 cm de diámetro y fueron colocadas en recipientes de teflón para realizar una digestión.

### **4.6.1 Digestión**

El proceso de digestión consistió en agregar HCl 2N hasta llenar la mitad del recipiente (controlando la efervescencia con agua mili Q; las muestras fueron posteriormente colocadas en un plancha a 50°C para así acelerar el proceso. El agua que quedaba en las muestras después del calentamiento en las planchas fue evaporada bajo lámparas después de agregar 1ml de HNO<sub>3</sub>.

### **4.6.2 Preparación de las columnas de resina Sr-Spec**

Las columnas de resina Sr-Spec que inicialmente habían pasado por un baño de HNO<sub>3</sub> fueron colocadas sobre un soporte para lavarlas con agua mili Q, se esperó a que el agua llegara hasta la base. Se les agregó a las columnas la resina hasta una altura de 23 mm atendiendo a que el agua drenara continuamente para así garantizar el buen funcionamiento de la columna.

Para limpiar las columnas se utilizaron 3 ml de agua mili Q para enjuagarlas. Después de que se asentó la resina en la columna se agregaron progresivamente 1.5 ml de HNO<sub>3</sub> (3N), 3 ml de agua mili Q y 1.5 ml de HNO<sub>3</sub> (8N), dejando eluir cada uno de los reactivos y logrando el acondicionamiento de la resina.

### **4.6.3 Muestras colectadas**

Se colocaron viales de teflón bajo las columnas para colectar las muestras. Estas fueron cargadas en las columnas y se eluyó utilizando 0.6 ml de HNO<sub>3</sub> (8N), 2.5 ml de HNO<sub>3</sub> (3N), 0.3 ml de HNO<sub>3</sub> (0.3N) y 3ml de agua mili Q (se esperó que las columnas eluyeran totalmente cada reactivo). Las muestras colectadas fueron secadas bajo lámparas hasta lograr la sequedad.

Los procedimientos utilizados han sido tomados de John Chesley y Rick Conrey (Universidad de Arizona, 1995) y modificados por el L.U.G.I.S (1997-2008).

Los análisis isotópicos se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras de Sr se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr. Los valores ( $1sd = \pm 1\sigma_{abs}$ ) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos.  $1 SE(M) = 1\sigma_{abs} / \text{raiz } n$ . Todas las relaciones isotópicas de Sr se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ . Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710246 \pm 35$  ( $\pm 1\sigma_{abs}$ ,  $n = 467$ ). Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.11 ng Sr.

#### **4.7 Fechamientos**

Para fechar los carbonatos del suelo se separaron secciones de las concreciones presentes en los horizontes carbonatados. Se llevó a cabo una pre limpieza mecánica; tratando de separar las partículas de suelo adheridas a los carbonatos para que estos fueran analizados en el laboratorio Beta Analytic de Miami, Florida.

## **5. RESULTADOS**

### **5.1 Propiedades morfológicas (macro y micromorfología)**

En la figura 9 se presentan los dos perfiles estudiados, Cerro Gordo y Maseca, con los diferentes horizontes y la ubicación de las muestras de suelo y carbonatos analizadas.

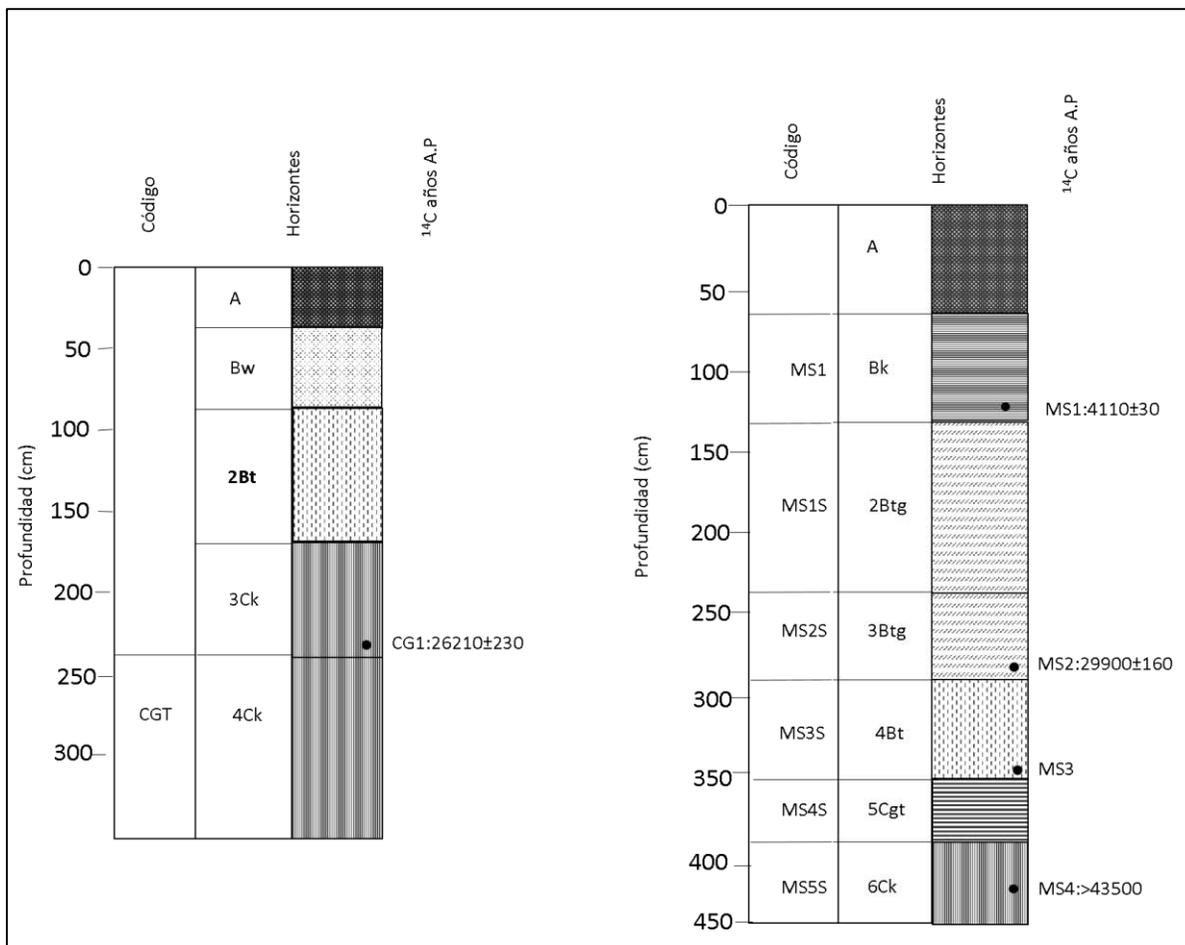


Fig. 9. Esquema de los perfiles con la localización de los carbonatos y fechamientos de los mismos (El valor para CG1 fue obtenido por Solleiro-Rebolledo et al. (2015)).

Los carbonatos estudiados se encuentran a diferentes profundidades y muestran diversas morfologías. En la Tabla 2, se presentan una descripción de dichas morfologías.

Muestra	Descripción
CG1	Concreción de forma alargada presente entre las grietas de desecación del segundo tepetate de perfil Cerro Gordo (profundidad: 240 cm)

CG2	Concreción de forma redondeada presente entre las grietas de desecación del segundo tepetate de perfil Cerro Gordo (profundidad: 240 cm)
MS1	Lámina de carbonato del perfil Maseca (profundidad: 90 cm)
MS2	Concreción vertical del perfil Maseca (profundidad: 290 cm)
MS3	Concreción redondeada del perfil Maseca de aproximadamente x cm de diámetro (profundidad: 350 cm)
MS4	Concreción vertical del perfil Maseca (profundidad: 420 cm)

Tabla 2. Descripción de las muestras de concreciones analizadas por DRX.

A continuación se hace una descripción de las características morfológicas y micromorfológicas.

#### 5.1.1. Cerro Gordo

En el perfil de Cerro Gordo, se estudió un perfil análogo al analizado previamente por Solleiro-Rebolledo et al. (2006), el cual es policíclico, y cuenta con los siguientes horizontes A, Bw, 2Bt, 3Ck, 4Ck. El suelo moderno (Ap, Bw) tiene un espesor de 80 cm. El primer paleosuelo solo tiene al horizonte 2Bt (80 – 160 cm de profundidad) tiene colores pardo-amarillentos, con textura limo arcillosa. La base de la secuencia está formada por dos niveles de horizontes C, muy compactos y duros, sobre todo el más profundo, conformando dos tepetates, 3Ck (160 – 240 cm) y 4Ck (>220 cm). La zona muestra una fuerte erosión, de manera que los horizontes superiores a los tepetates han sido removidos, conservándose únicamente en islas. En el límite entre ambos tepetates se ha encontrado una superficie en donde destacan agrietamientos poligonales (similares a grietas de desecación) entre las cuales se observan los carbonatos (Fig. 7), sin embargo, su matriz no muestra ninguna reacción al HCl. Los carbonatos entre las grietas son de espesor variable, pero forman láminas continuas.

En las láminas delgadas del tepetate inferior (CGT), bajo el microscopio, se observa una fuerte compactación (Fig. 11 (a)). Los poros están ocupados por arcilla (Fig. 11 (e),( f)), pero es arcilla

de baja cristalinidad. Hay evidencias de intemperismo de plagioclasas (Fig. 11 (c), (d)) y piroxenos, aunque la mayoría de los minerales se ven relativamente frescos. Otro de los rasgos de este horizonte es la presencia de nódulos y manchas de Fe (Fig. 11 (b)).

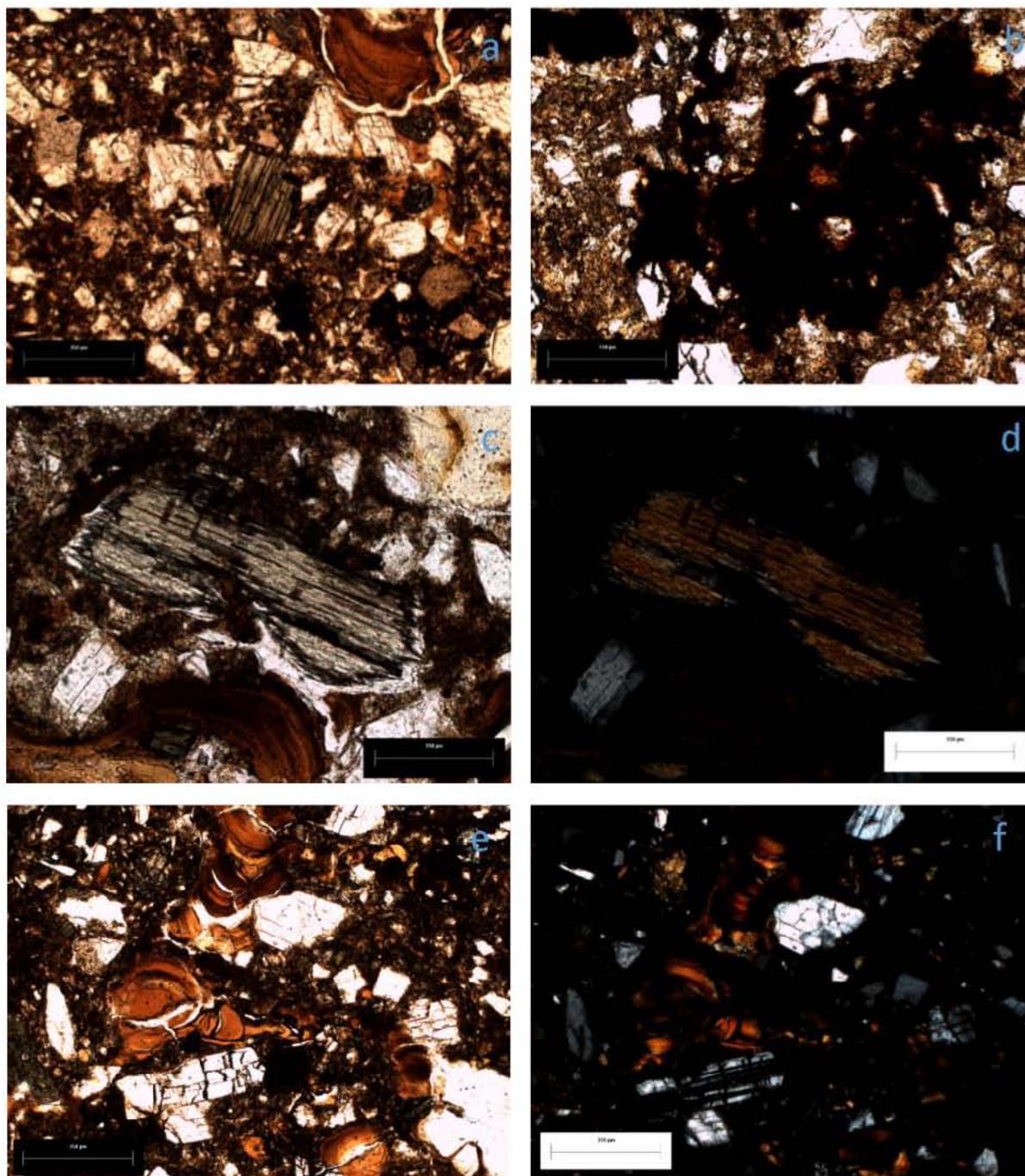


Fig. 10. Micromorfología del tepetate CGT: (a) rasgos generales de la matriz, (b) manchas de óxido de Fe, (c) intemperismo de piroxeno, (d) intemperismo de piroxeno nx, (e) arcilla rellenando casi en su totalidad los poros, (f) arcilla rellenando casi en su totalidad los poros nx.

CG1 es uno de los carbonatos analizados en este perfil, que corresponde a una concreción localizada entre las grietas del tepetate CGT. En la lámina delgada, esta concreción muestra cristales grandes de calcita, esparita (Fig. 11. (a), (b)) penetrando la matriz, la cual presenta las características descritas previamente para CGT. Es importante destacar que las plagioclasas tienen un alto grado de intemperismo (Fig. 11 (c),(d)).

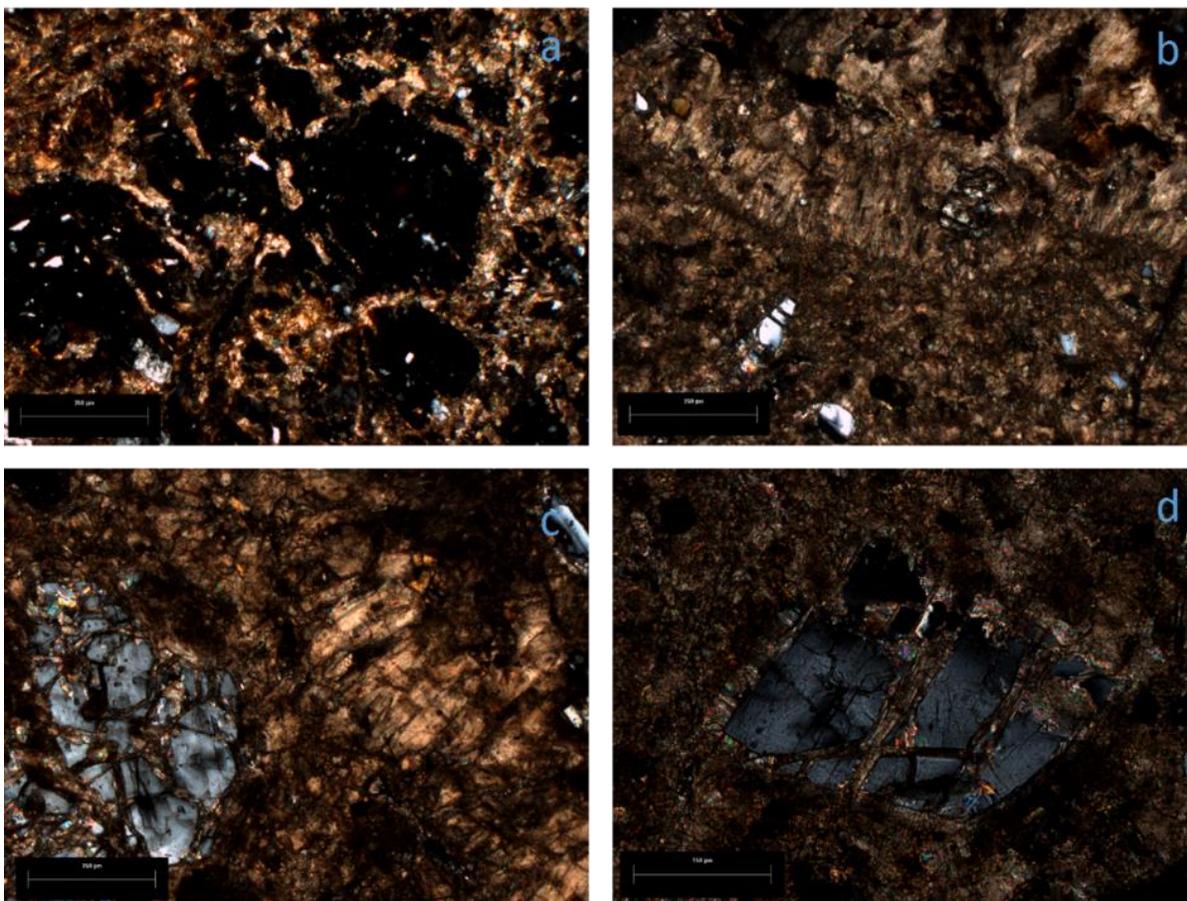


Fig. 11. Micromorfología del carbonato CG1 entre las grietas de CGT (a) carbonatos penetrando la matriz del CGT, (b) cristales grandes de calcita, esparita, que dominan la concreción, (c) cristales de esparita y carbonatos en el interior de una plagioclasa intemperizada, (d) cristales de calcita en una plagioclasa intemperizada.

Las evidencias micromorfológicas de otra concreción de carbonato analizada en este perfil (CG2), muestra en su parte externa, un material parecido a la matriz de CGT, similar a lo observado en CG1 (Fig. 12 (a)). En la parte central encontramos carbonatos de tipo micrítico

(Fig. 12 (b)). Se resalta en la Figura 12 (c) y (d), que los carbonatos “atrapan” la arcilla, de manera que ésta luce fragmentada.

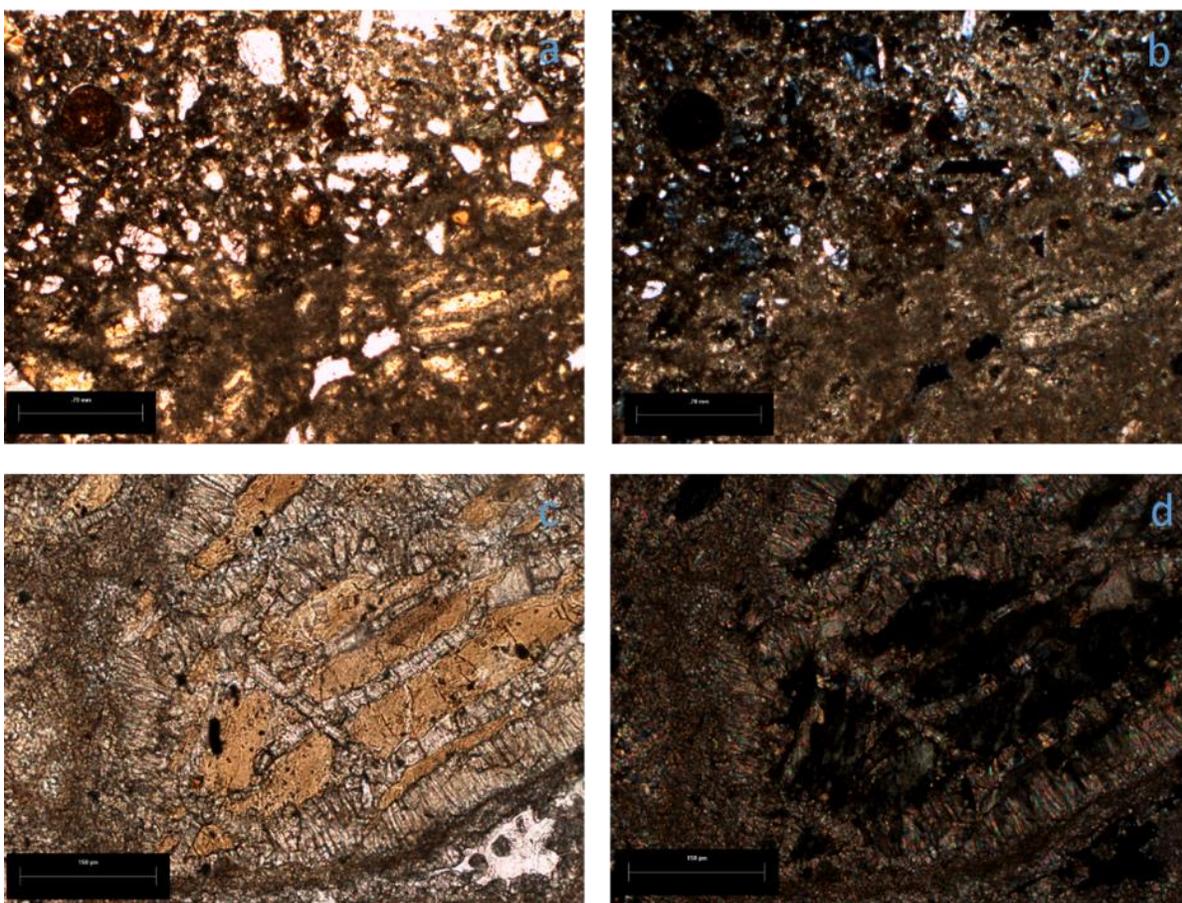


Fig. 12. Micromorfología del carbonato CG2 contenido en el tepetate CGT (a) agregados de la matriz en la parte exterior de la concreción y carbonatos de hábito micrítico hacia el centro de la concreción, (b) agregados de la matriz en la parte exterior de la concreción y carbonatos de hábito micrítico hacia el centro de la concreción nx, (c) calcita de hábito micrítico y esparítico rodeando la arcilla de bajo orden de cristalinidad, (d) ídem (c) nx.

### 5.1.2. Maseca

El perfil Maseca es más profundo que Cerro Gordo. En él también se aprecian varios ciclos de sedimentación y formación de suelo. Dada su posición en el paisaje, aquí, existen más paleosuelos con horizontes C de origen coluvial. Los horizontes que se han descrito son: A, Bk, 2Btg, 3Btg, 4Bt, 5Cgt, 6Ck

El suelo moderno, integrado por los horizontes A y Bk, tiene un espesor de 130 cm. El horizonte A es delgado, pero Bk, que muestra una fuerte carbonatación, enmascara la presencia de otros horizontes. El primer paleosuelo, horizonte 2Btg (130-240 cm) y el segundo, horizonte 3Btg (240-290 cm) están libre de carbonatos en su matriz y poseen rasgos reductomórficos, que son más acentuados en 3Btg (evidenciados por cutanes de Mn). Ambos horizontes muestran estructura en bloques subangulares y son arcillosos. Los cutanes de arcilla son comunes en las paredes de los agregados. El horizonte 4Bt (290-350 cm) es el que muestra mayor grado de desarrollo con una estructura en bloques subangulares gruesos y espesos cutanes en la superficie de los peds. Tampoco se observan carbonatos en la matriz. El horizonte 5Ctg (350-390 cm) tiene una débil estructura en forma de bloques subangulares, con rasgos gléycos (manchas de Fe-Mn). Finalmente, el horizonte más profundo (6Ck) es el que menor pedogénesis exhibe y muestra carbonatos secundarios de diferentes morfologías.

Como se ha mencionado, la mayor parte de los paleosuelos de Maseca, no tienen carbonatos en su matriz, aunque hay una gran abundancia en grietas verticales, horizontales y entre las paredes de los agregados. Solo en el horizonte más superficial, Bk, se encuentran diseminados en la matriz. Hacia la base del Bk, entre los 80 y 130 cm de profundidad, se tienen carbonatos que rellenan fracturas verticales y separan los agregados del suelo.

MS1 es la lámina delgada correspondiente a uno de los carbonatos encontrados entre 80 y 130 cm, en Bk. Observamos en este caso que, los carbonatos han penetrado totalmente la matriz del suelo (Fig. 13 (a), (b)), teniendo formas diversas: carbonatos micríticos, esparíticos y aciculares (Fig. 13 (c)). No solo rellenan los poros, también se encuentran separando los agregados y penetrando las arcillas (Fig. 13 (d)). Los restos de matriz que se observa en esta lámina, denota compactación y minerales como plagioclasas (Fig. 13 (e) (f)), piroxenos y anfíboles.

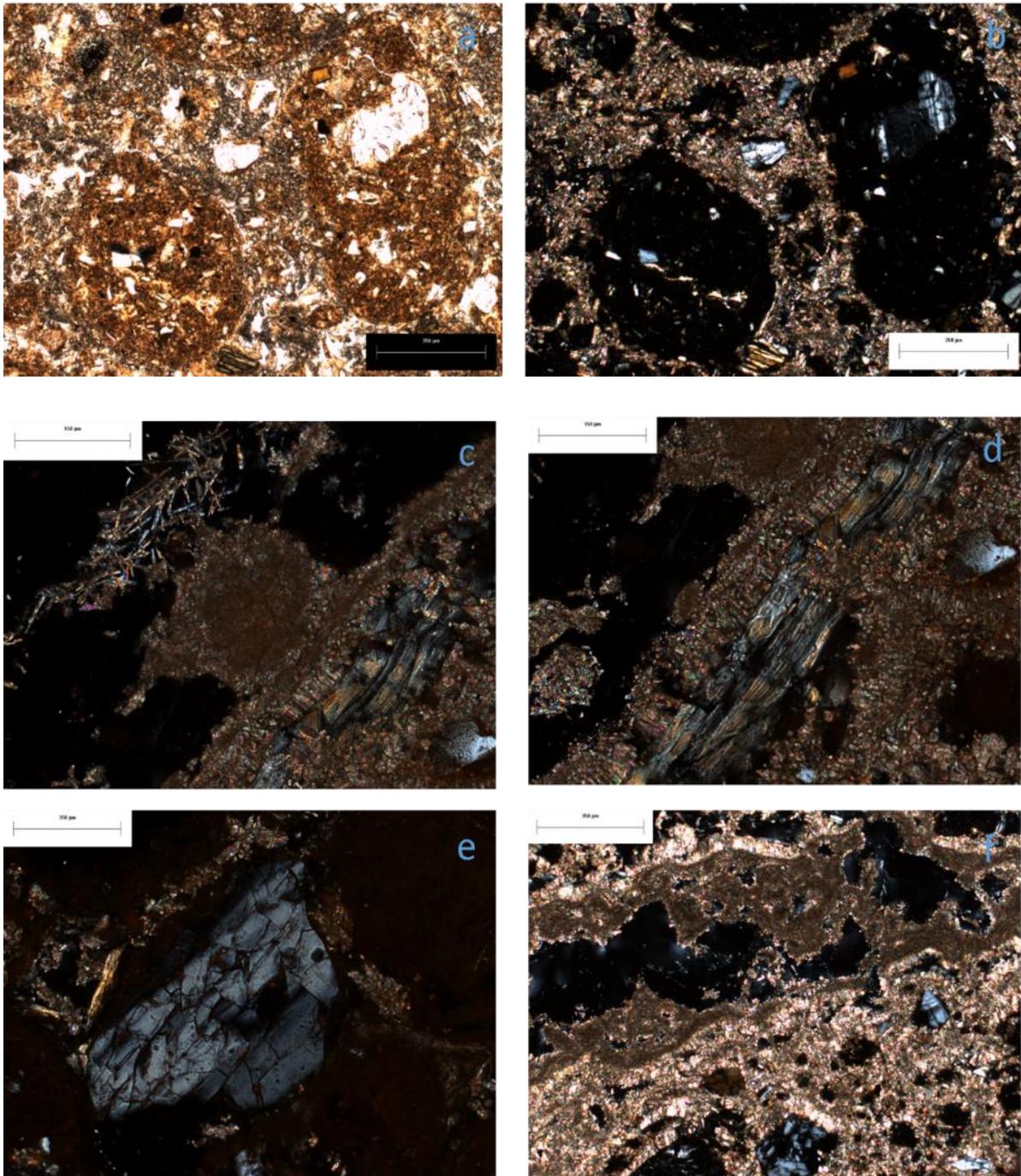
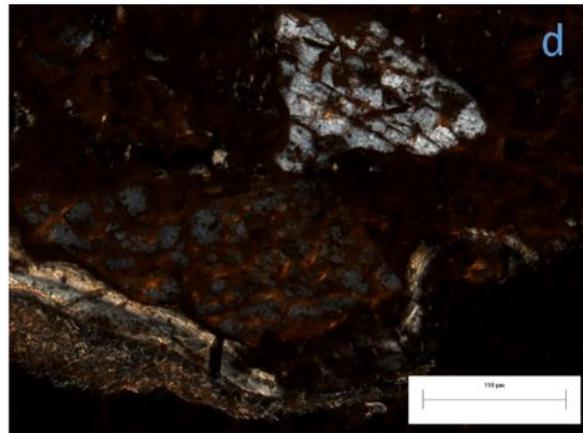
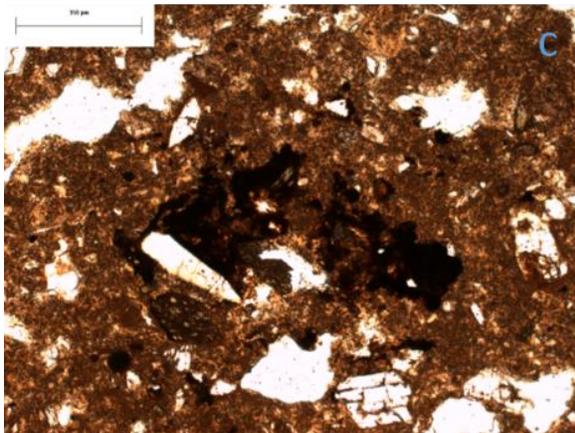
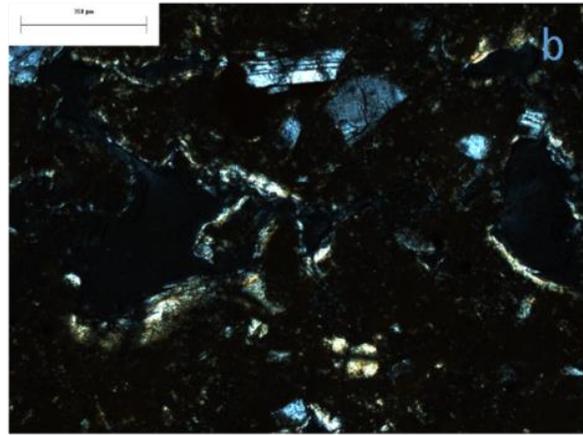
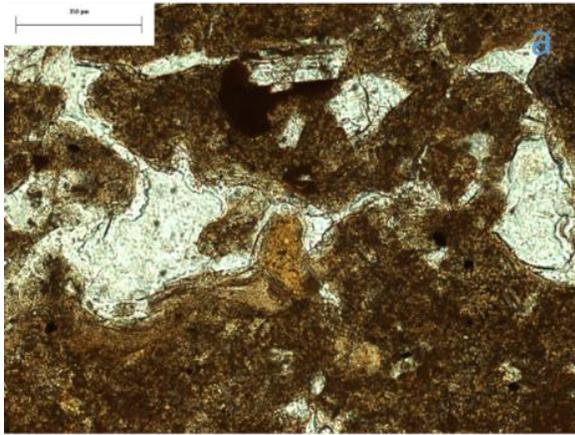


Fig. 13. Micromorfología de los carbonatos en las grietas del horizonte Bk, MS1, a 130 cm de profundidad (a) carbonatos presentes en toda la matriz, (b) carbonatos presentes en toda la matriz nx, (c) carbonatos de hábito micrítico, esparítico y acicular, (d) carbonatos penetrando arcillas, (e) plagioclasas con carbonatos, (f) carbonatos relleno de poros.

Las observaciones micromorfológicas correspondientes al horizonte 2Btg (muestra MS1S) denotan una matriz arcillosa con estructura de bloques subangulares que rompe a estructura granular (Fig. 14 (a) (b)). En los poros encontramos arcilla y cutanes de iluviación, aunque son éstos son delgados (Fig. 14 (a)). Se observan nódulos complejos de Fe, así como manchas e impregnaciones de este elemento (Fig. 14 (c)). Las plagioclasas poseen rasgos moderados de intemperismo, con acumulaciones de Fe en su superficie (Fig. 14 (d)). Si bien la matriz no tiene carbonatos, se observan algunas concentraciones de tipo micrítico en los poros (probablemente proveniente de los carbonatos encontrados en Bk) (Fig. 14 (e)(f)) y también encontramos pequeños microfilamentos de calcita.



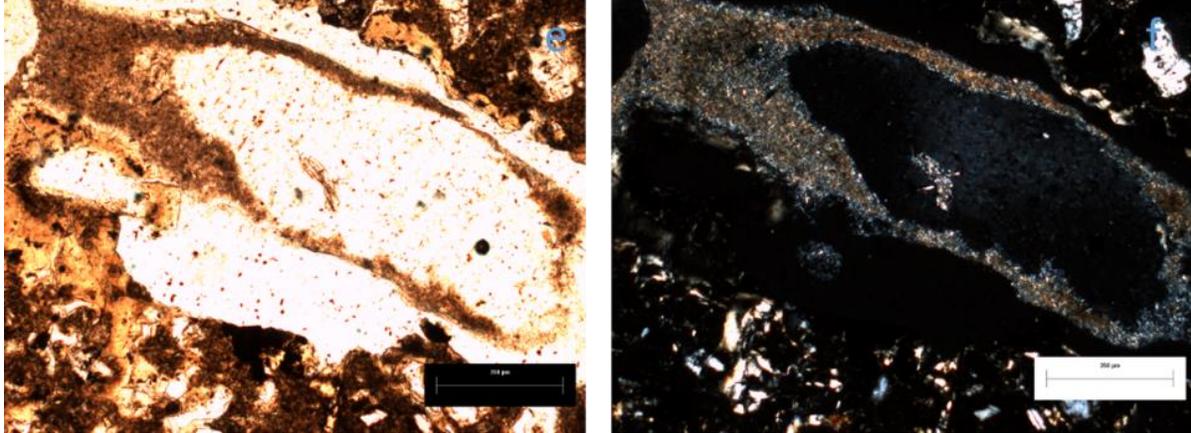


Fig. 14. Micromorfología del horizonte 2Btg (MS1S) en Maseca: (a) matriz arcillosa, (b) matriz arcillosa nx, (c) nódulos complejos de Fe, (d) plagioclasas intemperizadas, (e) calcita micrítica en poros, (f) calcita micrítica en poros nx.

EL horizonte 3Btg (muestra MS2S) es también arcilloso, pero menos poroso que 2Btg (Fig. 15 (a) (b)). Los granos de plagioclasas y piroxeno muestran un alto grado de intemperismo (Fig. 15 (c) (d)). Se nota también mayor iluviación de arcilla, con cutanes gruesos y laminadas, rellenando los poros (Fig. 15 (e) (f)) y hay mayor abundancia de manchas de óxidos de Fe-Mn.

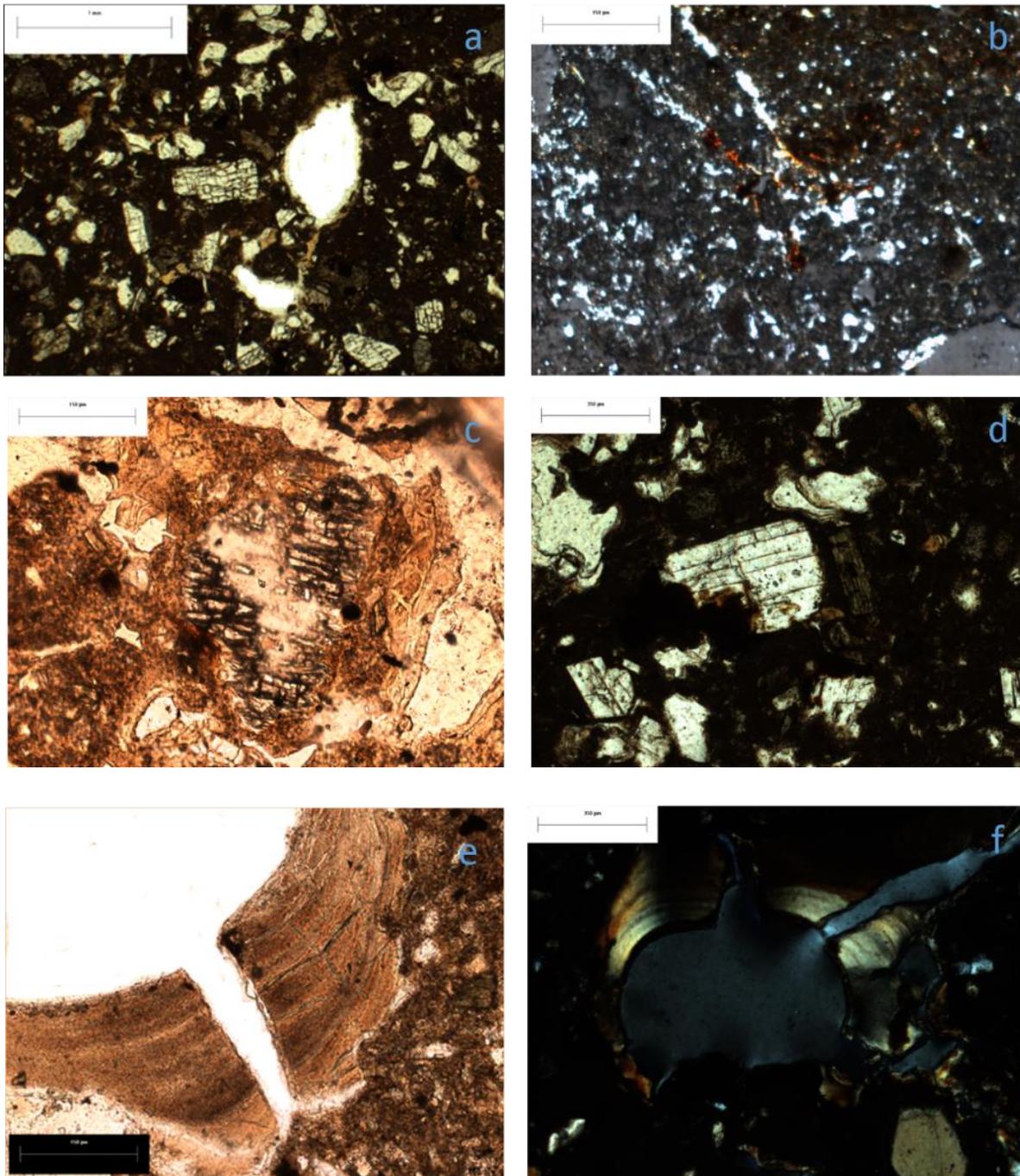


Fig. 15. Micromorfología del horizonte 3Btg de Maseca (muestra MS2S): (a) matriz arcillosa y poco porosa, (b) matriz cubierta de óxidos de Fe, (c) ferromagnesiano con alto grado de intemperismo, d: intemperismo de plagioclasas, (e) cután grueso de arcilla laminada, (f) ídem nx.

En la base de 3Btg, se extrajo una concreción de carbonato, MS2, la cual se encontraba rellenando una fractura vertical, a una profundidad de 290 cm. La lámina delgada de esta concreción muestra carbonato de tipo micrítico, pero lo más relevante es que la mayoría de

los cristales de calcita presentes son de tipo esparítico (Fig. 16 (a), (b)). Observamos también que los piroxenos están fuertemente intemperizados (Fig. 16 (c), (d), (e), (f)), con la calcita ocupando los espacios vacíos, dejados por el intemperismo.

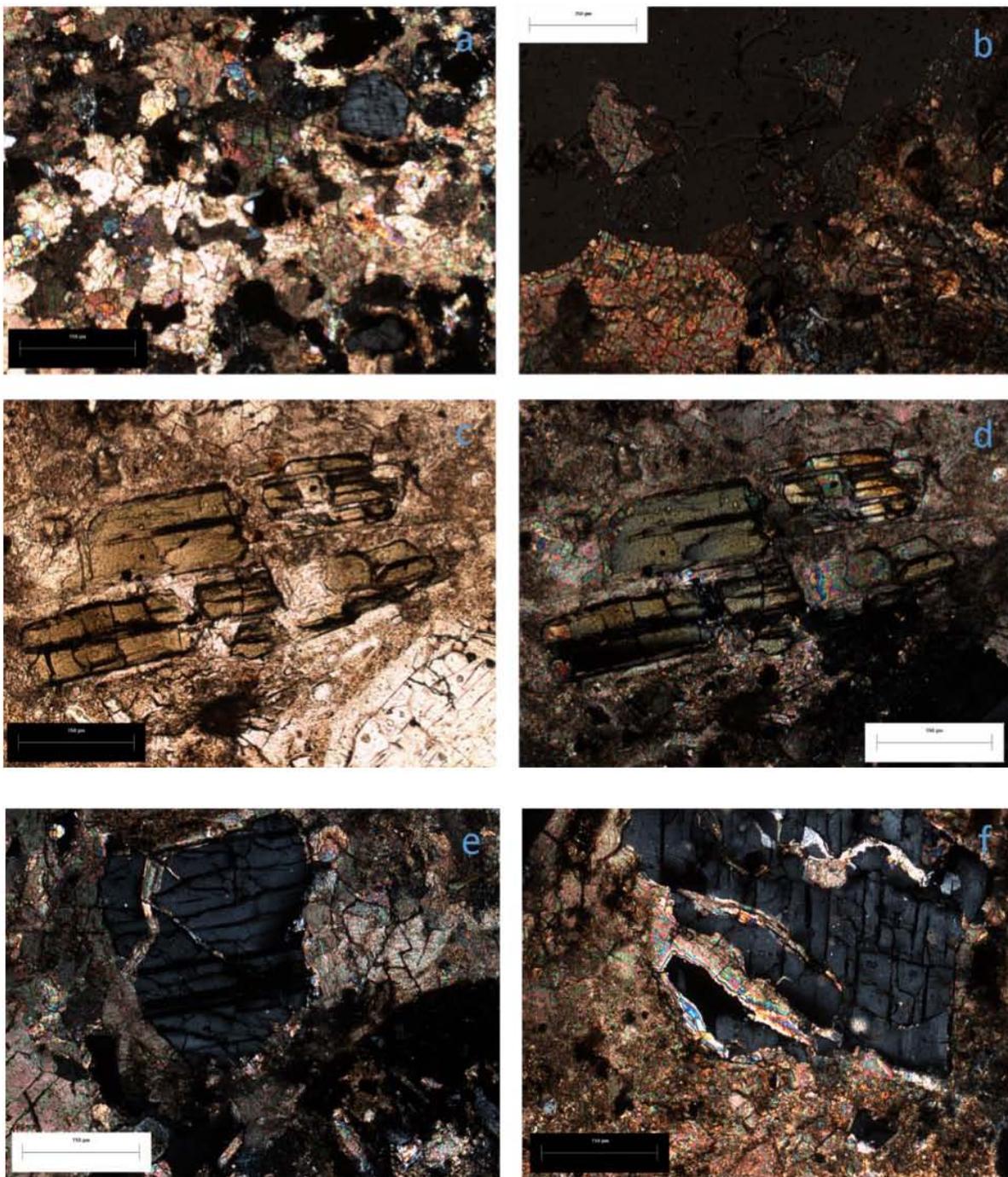


Fig. 16. Micromorfología de la concreción MS2 en la base de 3Btg de Maseca, a 290 cm de profundidad: (a), (b) cristales de calcita tipo esparita, (c) intemperismo de piroxeno, (d) intemperismo de piroxeno nx, (e), (f) plagioclasa con calcita penetrando los espacios causados por el intemperismo.

En el horizonte 4Bt (MS3S), 290-350 cm, a nivel micromorfológico, se observa una estructura en bloques subangulares, que rompe a granular (Fig. 17 (a)); hay gruesos cutanes de arcilla (Fig. 17 (b), (c), (d)). De hecho, es el horizonte más arcilloso en todo el perfil. Sin embargo, los minerales primarios se ven relativamente frescos (Fig. 17 (e), (f)); no hay carbonatos en la matriz (Fig. 17).

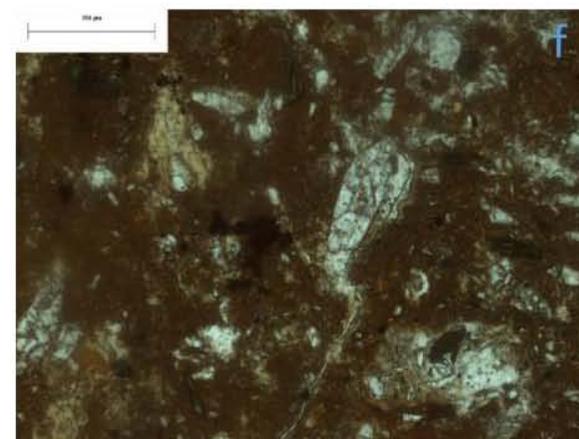
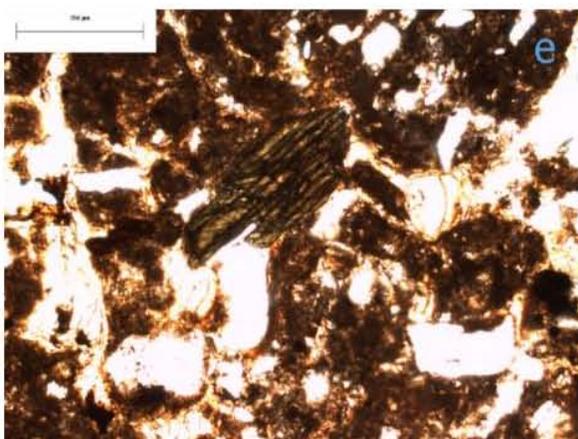
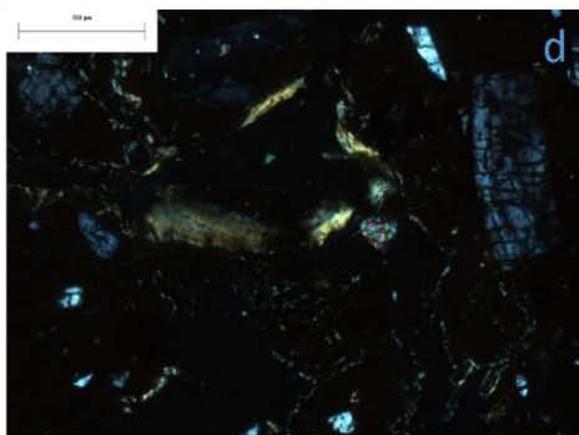
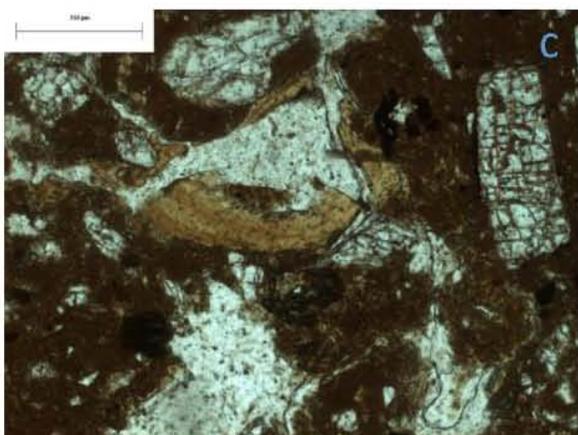
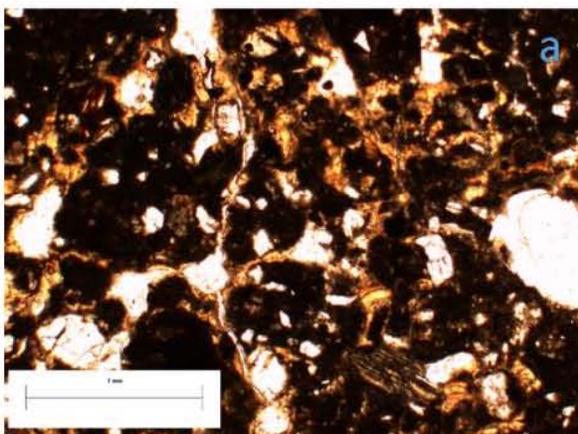
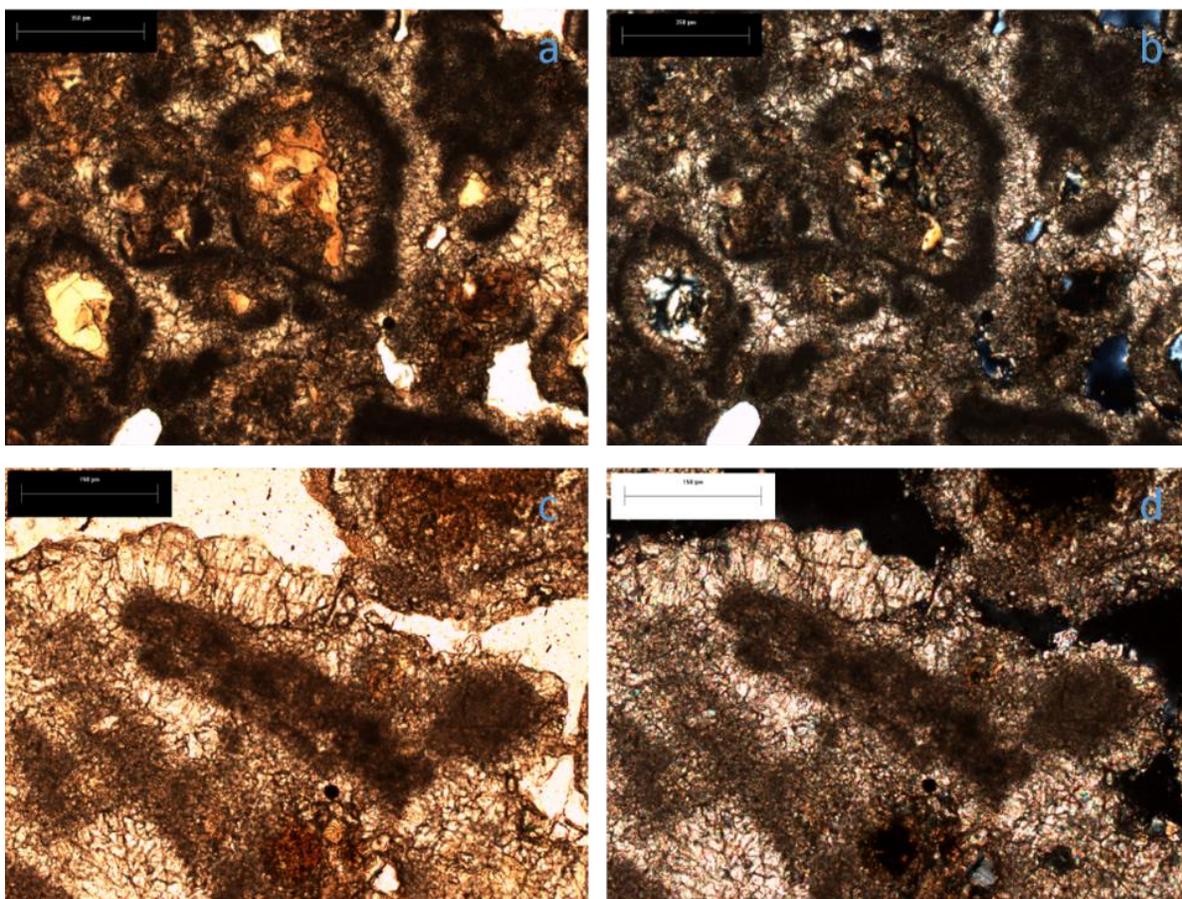


Fig. 17 Micromorfología del horizonte 4Bt (MS3S) de Maseca: (a) matriz arcillosa, (b) cutanes de iluviación, (c) arcilla laminada rellenando en poros, (d) arcilla laminada rellenando en poros nx, (e) piroxeno sin muchos rasgos de intemperismo, (f) plagioclasa fresca.

En la base del horizonte 4Bt observamos concreciones de carbonato, MS3, a 350 cm de profundidad (Fig. 18). Se nota en esta concreción, diferentes generaciones de cristales de micrita y esparita. En algunos casos observamos que la esparita crece en el espacio dejado por la micrita, que pudo haber cristalizado con anterioridad, que tienen formas redondeadas, quizá restos de raíces (Fig. 18 (a), (b), (c), (d)). Los cristales de esparita son un poco alargados. También se encuentran agregados de suelo con cutanes de iluviación, que quizá, por su similitud, provienen de 4Bt (Fig. 18 (e), (f)).



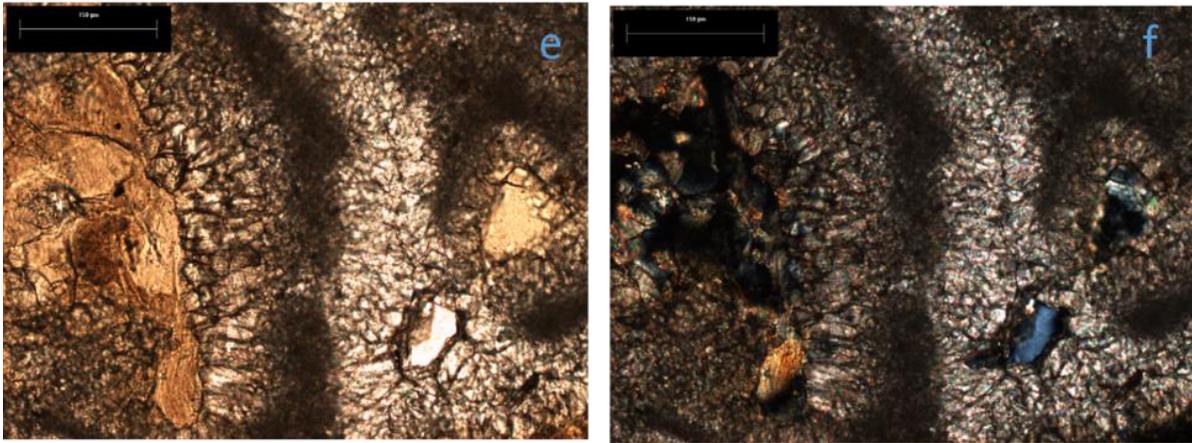


Fig. 18. Micromorfología de carbonatos en la base de 4Bt, MS3: (a, b) esparita crece en el espacio dejado por la micrita, (c, d) diferentes generaciones de cristales de micrita (e, f) cristales de esparita relleno poros y fracturas alrededor de agregados de suelo.

El horizonte 5Cgt (MS4S) muestra poco desarrollo de estructura, con poros pequeños. Sin embargo, llama la atención la abundancia de cutanes de iluviación de dos tipos. Los primeros son cutanes pequeños con colores fuertes de interferencia (Fig. 19 (a), (b)) y los segundos son más laminados y de mayor tamaño con menor birrefringencia (Fig. 19 (c)). La presencia de estos dos cutanes podría sugerirnos diferentes eventos de iluviación. Además se observan características gléycas como manchas de óxido de Fe.



Fig. 19. Micromorfología del horizonte 5Cgt, MS4S: (a) cutanes pequeños con colores fuertes de interferencia, (b) la misma con nx. (c) arcilla laminada en poros.

La última concreción analizada (MS4), es una concreción vertical ubicada a 440 cm de profundidad, el cual se encuentra en un horizonte C (6Ck). En la lámina delgada se observan carbonatos micríticos y esparíticos en varias fases (Fig. 20 (a), (b)), También la presencia de cutanes de arcilla que tienen un gran parecido con los cutanes pequeños de alta

birrefringencia del horizonte 5Ctg y pueden provenir de este horizonte ya que el resto de la matriz que rodea a la concreción MS4 tiene rasgos diferentes y no hay presencia de cutanes de arcilla. En la concreción hay cristales grandes y alargados de esparita pero también cristales isométricos (Fig.20 (c), (d)); estos últimos parecen pertenecer a una fase tardía de cristalización.

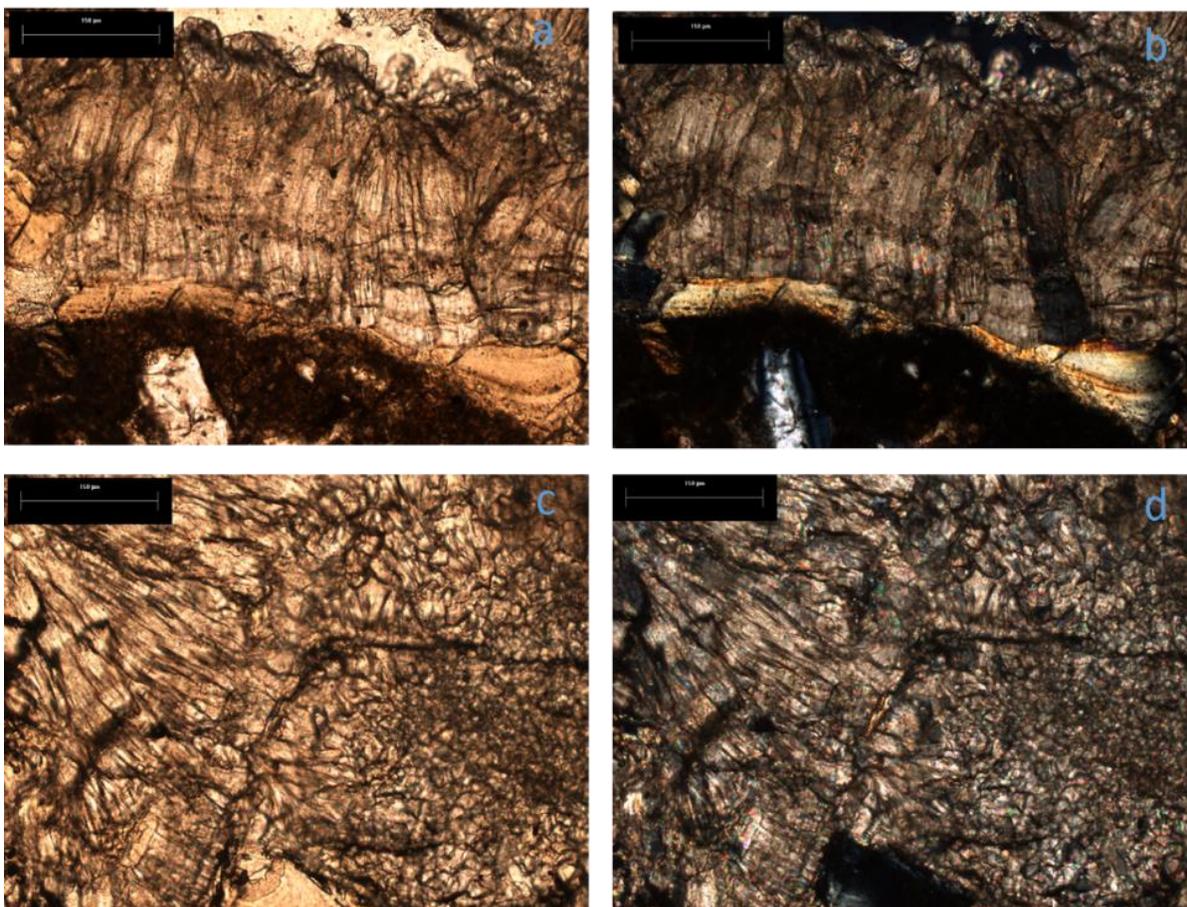


Fig. 20. Micromorfología de carbonatos en la base de 6Ck, MS4: (a, b) carbonatos micríticos y esparíticos en varias fases; (c, d) cristales de esparita isométricos y alargados.

## 5.2. Difracción de Rayos X

### 5.2.1. Análisis e identificación de fases

Se analizaron un total de 15 muestras para la identificación de las fases minerales de los suelos y los carbonatos; 6 de ellas fueron muestras de concreciones de los perfiles Cerro Gordo (CG) y Maseca (MS) y las 9 restantes de los horizontes de estos suelos. De acuerdo a

los resultados de difracción de rayos X, todas las muestras están constituidas por plagioclasas de composición intermedia, calcita, filosilicatos y en menor porcentaje cuarzo (Tabla 3). Los suelos tienen los porcentajes más altos de plagioclasas. Es de llamar la atención que el tepetate de CG no posee calcita, en tanto los paleosuelos de Maseca sí.

<b>Fases identificadas (%)</b>	<b>4Ck-CGT</b>	<b>Carbonatos CG (CG1 y CG2)</b>	<b>Suelos MS</b>	<b>Carbonatos MS</b>
Plagioclasa de composición intermedia	79	30-65	91-68	70-50
Calcita	-	13-43	14-26	14-33
Filosilicatos	12	6-16	6-17	9-21
Cuarzo	7	4-16	3	1

Tabla 3. Fases identificadas por DRX; % del rango de valores mínimos y máximos.

En Cerro Gordo, los difractogramas de las concreciones analizadas (Fig. 21 (a) ) son, en gran medida, similares. Las diferencias se encuentran en las proporciones de calcita o calcita magnesiana que se observan.

En las cuatro concreciones de Maseca, también se notan tales similitudes. Los carbonatos del suelo moderno son de tipo calcítico, mientras que los que están en los horizontes más profundos son magnesianos (Fig. 21 (b)).

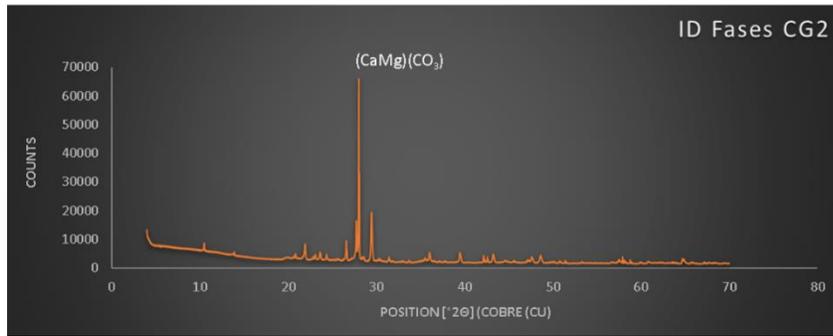
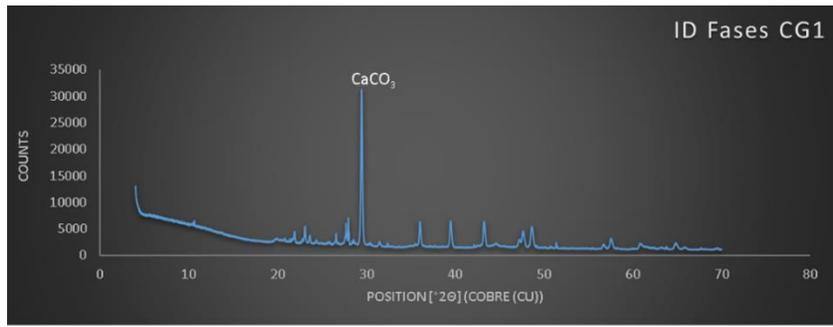
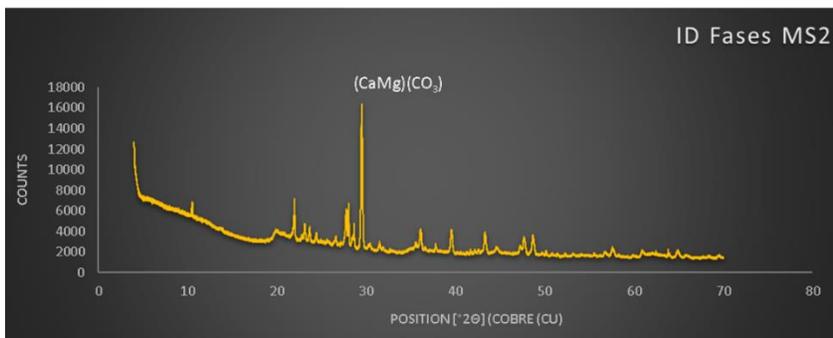
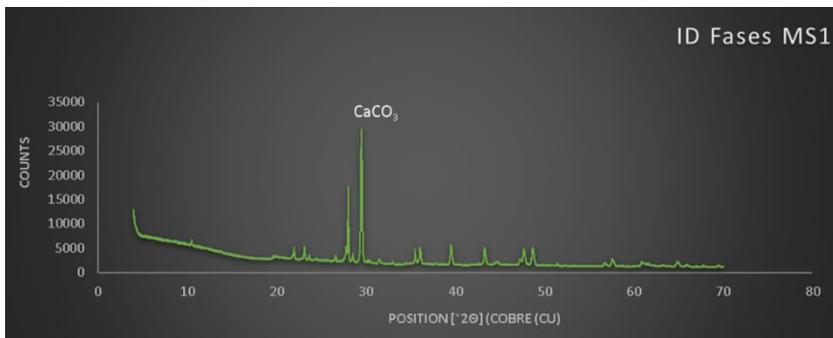


Fig. 21a. Difractogramas de las concreciones del perfil Cerro Gordo



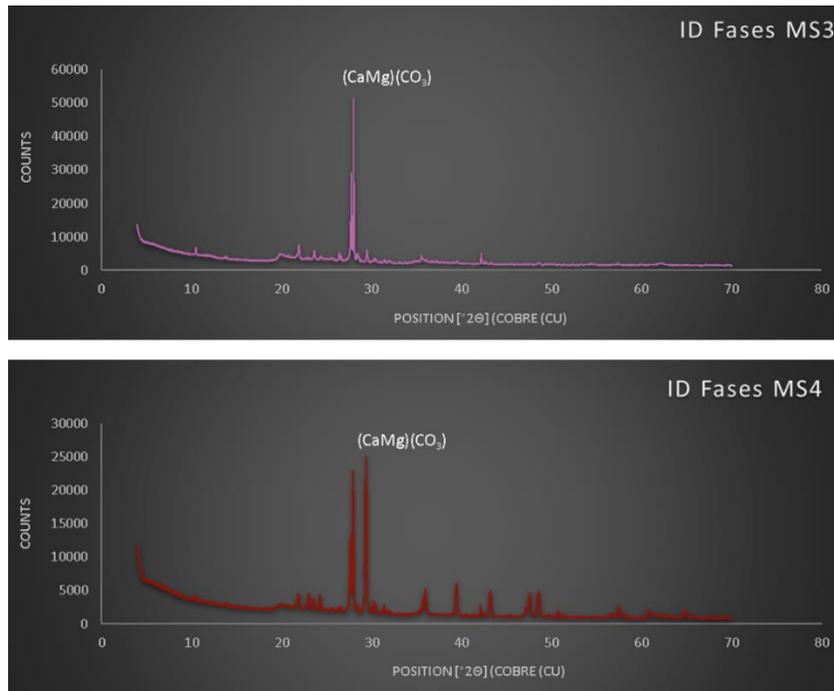


Fig. 21b. Difractogramas obtenidos para las 4 concreciones del perfil Maseca.

Para calcular el % moles de  $\text{CaCO}_3$  ( $\text{NCaCO}_3$ ) se utilizó la ecuación empírica:

$$\text{NCaCO}_3 = 333.33 \cdot d_{hkl} - 911.99 \quad (2)$$

donde  $d_{hkl}$  es el valor del espaciado (104) de la calcita obtenido con la técnica de Difracción de Rayos X. Los resultados se presentan en la tabla 4. Ahí se observa que los porcentajes de  $\text{CaCO}_3$  son mayores en Cerro Gordo, los cuales son similares a los encontrados en los carbonatos del suelo moderno de Maseca (MS1) y menores que en el carbonato más profundo MS4.

Muestra	$d_{hkl}$	% $\text{CaCO}_3$
CG1	3.03007	98.02
CG2	3.0329	98.97
MS1	3.03193	98.64
MS2	3.02651	96.84
MS3	3.02497	96.32
MS4	3.03379	99.26

Tabla 4. % $\text{CaCO}_3$  calculado

### 5.2.2. Cálculo de parámetros de celda a partir de una rutina de tipo Rietveld

Para refinar el análisis de la DRX, se usó el programa High Score Plus con una rutina tipo Rietveld de las 6 concreciones analizadas, en la cual se hizo un refinamiento de las celdas unitarias, con el propósito de calcular los parámetros de celda de la calcita (a, c) y lograr identificar las posibles calcitas magnesianas. La estructura de la calcita puede cambiar al remplazarse el ion  $\text{Ca}^{2+}$  por el ion  $\text{Mg}^{2+}$ ; el tamaño más pequeño de este ion genera cambios en el volumen y por tanto la estructura del mineral; por eso la importancia de este análisis. Podemos tener entonces calcita baja en magnesio (LMC-Low Magnesium Calcite) o calcita alta en magnesio con % de moles de  $\text{Mg CO}_3$  entre 0-4 % o mayores de 4% respectivamente (Hardy y Tucker, 1988). Podemos determinar el contenido de magnesio en la calcita a partir del difractograma (picos de difracción seleccionados en las muestras) y curvas de calibración basadas en calcitas magnesianas preparadas artificialmente (Goldsmith et al., 1961).

A partir de la rutina de refinamiento anteriormente mencionada se obtuvieron los parámetros de celda que se muestran a continuación (Tabla 5).

Muestra	a	b	c	c/a
CG1	4.9768	4.9768	17.0067	3.4172
MS1	4.9828	4.9828	17.0325	3.4183
MS2	4.9741	4.9741	16.9993	3.4175
MS3	4.9733	4.9733	17.0119	3.4206
MS4	4.9773	4.9773	17.0119	3.4178

Tabla 5. Parámetros de celda.

Los parámetros de celda de cada una de las muestras fueron comparados con los resultados de Goldsmith et al. (1961) (Tabla 6) a partir de una curva realizada con los parámetros de celda de fases sintéticas de calcita (c/a) y utilizando la ecuación de la misma. Se reportan entonces, en la Figura 22 los valores obtenidos para las muestras de los dos perfiles junto a los obtenidos por Goldsmith et al (1961)., concluyéndose que todas las muestras de calcita tienen bajo contenido de Mg, siempre inferior al 4%.

Muestra	Composición molar % $\text{MgCO}_3$	a	c	c/a
---------	-------------------------------------	---	---	-----

NBS calcite	0	4.9890	17.062	3.4199
8A	1.9	4.9820	17.031	3.4190
9A	3.9	4.9720	16.984	3.4160
10A	5.7	4.9641	17.944	3.4133
6A	6.4	4.9599	16.929	3.4130
11A	8	4.9544	16.903	3.4117

Tabla 6. Valores de composición molar de  $\text{MgCO}_3$  y parámetros de celda de calcita artificial (Goldsmith, 1961).

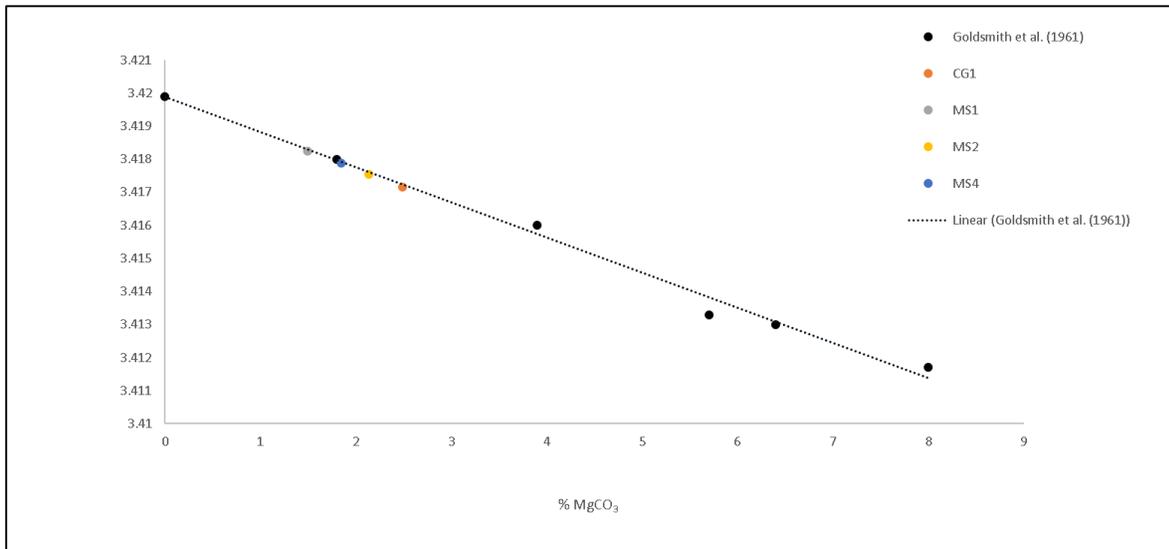


Fig. 22. % $\text{MgCO}_3$  vs c/a. Los puntos negros muestran la relación de los parámetros de celda de las calcitas sintéticas, los restantes representan los valores de las muestras de los perfiles.

#### 5.4. Microscopía Electrónica de Barrido

Se observaron granos de plagioclasas de 5 horizontes de los dos perfiles estudiados, para determinar el grado de intemperismo. En la mayoría de los granos notamos rasgos de intemperismo que van de moderados a intensos. Haciéndose más evidente en las plagioclasas del tepetate del perfil Cero Gordo (Fig. 22) y en dos de los horizontes inferiores del perfil Maseca (Figs. 24 y 25) 4Bt y 5Cgt. En 4Bt se nota una mayor alteración de las plagioclasas (Fig. 25); prácticamente toda la superficie del mineral está corroída y tiene múltiples figuras de ataque.

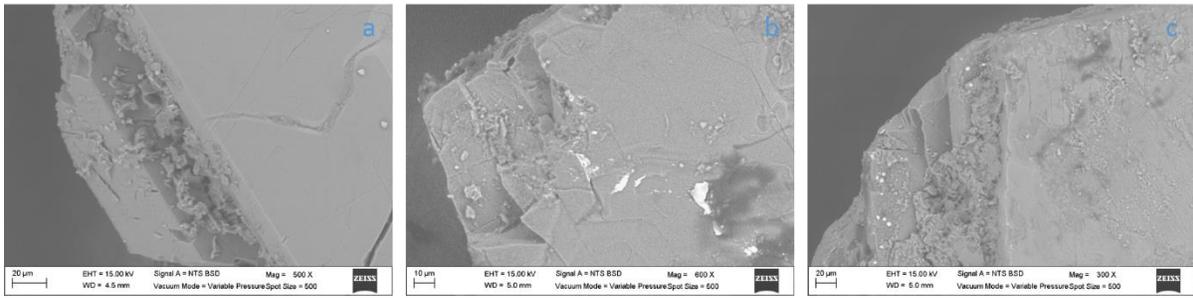


Fig. 23. Figuras de ataque de las plagioclasas de horizonte CGT (depresiones en planos de maclas)

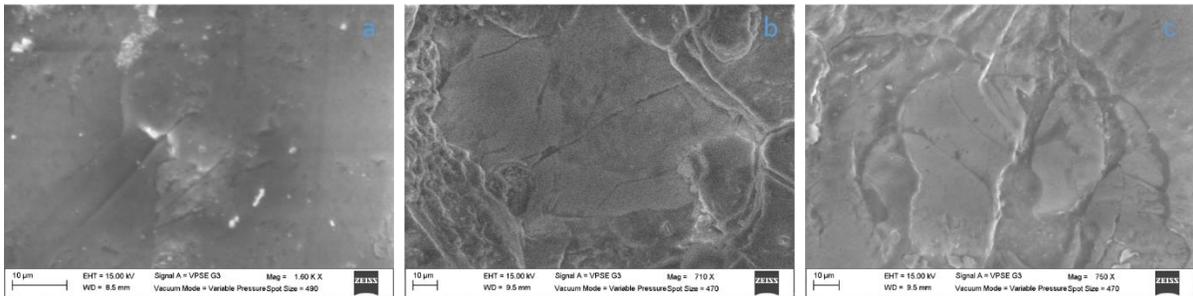


Fig. 24. Figuras de ataque de las plagioclasas de horizonte Bk

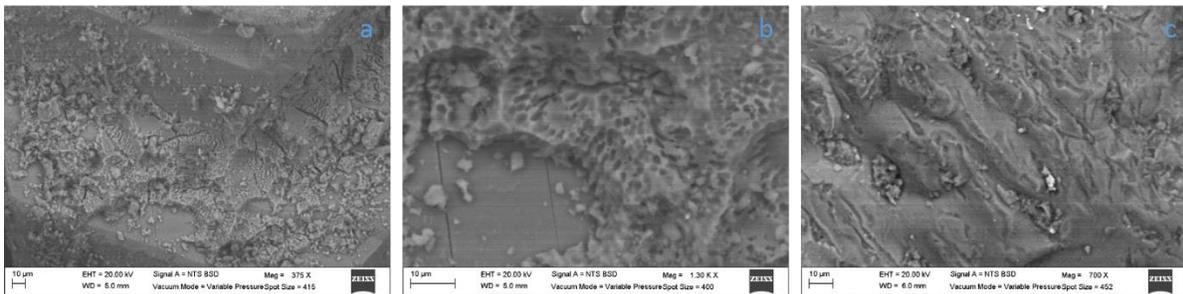


Fig. 25. Figuras de ataque de las plagioclasas del horizonte 4Bt (depresiones con forma prismática)

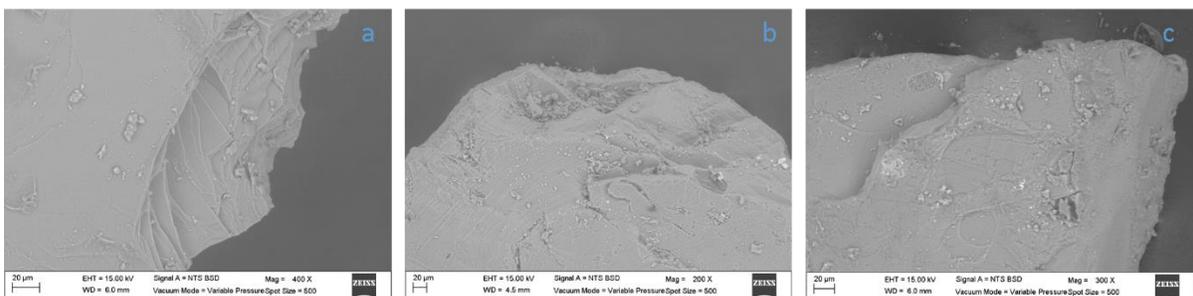


Fig. 26. Figuras de ataque de las plagioclasas de horizonte 5Cgt (bordes intemperizados)

## 5.5. Isótopos de Estroncio

Las concentraciones de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las concreciones de los dos perfiles se muestran en la Tabla 7 donde el estándar utilizado fue NBS987 (estándar se suelo).

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1sd*	1SE(M)	n
Std SRM 987	0.710254	45	6	59
CG2	0.704459	39	5	55
CG3	0.704511	32	4	57
MS2	0.704661	39	5	58
MS4	0.704497	38	5	55
MS6	0.704502	38	5	54
CG3	0.704511	32	4	57

Tabla 7. Valores de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $0.710246 \pm 35^*$  n = 467. 1sd\* representa la desviación estándar,  $1SE(M)=1sd/\text{raíz } n$ ; donde n es el número de relaciones medidas por corrida

Los valores de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las cinco concreciones analizadas son muy similares, solo se comienzan a diferenciar en el orden de la décima de millar por lo que podemos decir que el comportamiento de esta relación en los dos perfiles analizados es prácticamente constante.

## 5.6 Fechamientos y valores de $\delta^{13}\text{C}$

Tres muestras de carbonatos del perfil Maseca fueron fechadas en el Laboratorio Beta Analytic (Fig. 9). En la Tabla 8 se proporcionan los resultados obtenidos en el laboratorio Beta y se incluyen otros, medidos anteriormente en carbonatos de perfiles similares en Cerro Gordo y Maseca (Solleiro-Rebolledo et al., 2015).

Los carbonatos del horizonte Bk de Maseca arrojaron una edad de  $4815 \pm 62$  años AP, que es mayor a la reportada anteriormente por Solleiro-Rebolledo et al. (2015). Sin embargo, la muestra MS1 corresponde a una profundidad mayor (90 cm), por lo que se puede pensar en

dos fases de migración de carbonatos. Esta premisa coincide también con la diferencia en el valor de  $\delta^{13}\text{C}$ , el cual es mayor en los carbonatos más jóvenes. La morfología entre estos dos carbonatos es también diferente, pues los más antiguos tienen formas laminadas y los jóvenes, se encuentran diseminados.

De los carbonatos de los horizontes 2Btg, no se obtuvo fecha en este trabajo, así que se tomó la que se reporta en Solleiro-Rebolledo et al. (2015), tomado de una fractura vertical, cuya edad es  $22,410 \pm 353$  años AP, con un valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-4.28\%$ . Del horizonte 3Btg, tenemos dos fechas. La publicada previamente, a partir de carbonato en una fractura ( $31,261 \pm 381$  años AP) a 150 cm de profundidad, y la evaluada para esta tesis del caliche MS2, cuya edad es  $34,205 \pm 380$  años AP. Nuevamente, la diferencia se observa porque está a una profundidad mayor, su morfología es de caliche y su valor de  $\delta^{13}\text{C}$  menor ( $-5.5\%$ ).

El caliche en 6Ck es el más profundo y el más antiguo. El resultado arroja una edad de más de 43,000 años AP, con un valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-4.2\%$ .

En Cerro Gordo las edades obtenidas en los dos estudios son diferentes. Los carbonatos más jóvenes son los encontrados sobre rocas, a 50 cm de profundidad ( $2580 \pm 95$  años AP) y un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-5.52\%$ . El caliche investigado por Solleiro-Rebolledo et al. (2015) tiene una edad de  $35,267 \pm 463$  años AP, que corresponde a un 2Ck a 90 cm de profundidad, en tanto que CG1 tiene una edad de  $31,081 \pm 367$  años AP localizado entre 3Ck y 4Ck (Tabla 8). En este caso, la tendencia mencionada en Maseca no se cumple, pues la edad más joven entre ambos está localizada a mayor profundidad. Sin embargo, los perfiles estudiados fueron diferentes y la erosión, como se mencionó antes, ha removido horizontes, dejando expuestos los tepetates y carbonatos, de modo que las profundidades no son exactas. Algo que puede apoyar que los dos carbonatos pertenecen a procesos similares, es el valor  $\delta^{13}\text{C}$ , el cual es muy parecido en los dos casos ( $-5.35$  y  $5.46\%$ ).

Código de Laboratorio	Localidad	Cdg <sup>1</sup>	Hrz <sup>2</sup>	Prof <sup>3</sup> (cm)	Material	Edad Años AP	Edad Calibrada Años AP	$\delta^{13}\text{C}$ ‰

<b>KIA 42675*</b>	Maseca 19°39'35"N, 98°49'16.1"W		Bk	40	Carbonatos diseminados	3655±30	3996±62	-2.83
<b>Beta 410183</b>	Maseca 19°39'36.8"N, 98°49'19.4"W	MS1	Bk	90	Carbonato de horizonte laminar	4110±30	4815±62	-6.4
<b>KIA 42677*</b>	Maseca 19°39'35"N, 98°49'16.1"W		2Btg	120	Fractura rellena de carbonatos	19730±130	22410±353	-4.28
<b>KIA 42674*</b>	Maseca 19°39'35"N, 98°49'16.1"W		3Btg	150	Fractura rellena de carbonatos	26520±250	31261±381	-4.03
<b>Beta 410184</b>	Maseca 19°39'36.8"N, 98°49'19.4"W	MS2	3Btg	290	caliche	29900±160	34205±380	-5.4
<b>Beta 410185</b>	Maseca 19°44'35"N, 98°48'35"W	MS4	6Ck	420	caliche	>43500	-	-4.2
<b>KIA 42668*</b>	Cerro Gordo 19°44'35"N, 98°48'35"W		Ck1	50	Carbonatos sobre roca	2475±30	2580±95	-5.52
<b>KIA 40701*</b>	Cerro Gordo 19°39'35"N, 98°49'16.1"W		2Ck	80	caliche	31250±390	35267±463	-5.35
<b>KIA 40702*</b>	Cerro Gordo 19°39'36.8"N, 98°49'19.4"W	CG1	3Ck	240	caliche	26210±230	31081±367	-5.46

Tabla 8. Fechamiento de las concreciones de carbonatos (\*Solleiro-Rebolledo et al., 2015, valores obtenido por el Leibniz-Laboratory for Radiometric Dating and Isotope Research, Kiel, Alemania). (<sup>1</sup>Código, <sup>2</sup>Horizonte, <sup>3</sup>Profundidad).

## 6. DISCUSIÓN

### 6.1. Origen de los caliches. Relación entre las características de los caliches y los procesos edáficos

Los difractogramas obtenidos para las 6 concreciones de carbonatos los perfiles de Cerro Gordo y Maseca muestran un alto grado de similitud. En estos se identificaron las fases de calcita y de calcita de bajo contenido de magnesio (LMC) por el pico de  $3.03 \text{ \AA}$  (104) (Goldsmith y Graf, 1958). La presencia de estos dos minerales no denota ambientes diferentes de cristalización que podrían indicar un origen diferente de las concreciones analizadas en los suelos. Según Breazeale y Smith (1930), la diferenciación de calcio por magnesio en los caliches puede estar relacionada específicamente con la gran solubilidad del bicarbonato de magnesio.

Las proporciones de  $\text{MgCO}_3$  resultantes de los carbonatos obtenidas a partir de los parámetros de celda y así como los valores graficados (según Goldsmith et al., 1961) indican que no existe una cantidad considerable de este compuesto como para considerar una fase dolomítica en los caliches (los valores de los contenidos de Mg son cercanos a cero). También es descartable la presencia de un fluido alóctono enriquecido en Mg. Esta evaluación permite suponer que la formación de estos carbonatos no se asocia con procesos de diagénesis, sino pedogénesis, directamente relacionado con el intemperismo del material parental. Sin embargo, es necesario discernir la fuente de aporte de los carbonatos. Por un lado, se puede pensar en un material originalmente carbonatado, a partir de una caliza o polvo calcáreo, por transporte eólico.

Consideramos que las concreciones de Teotihuacán se forman in situ, por el intemperismo de los minerales primarios de naturaleza volcánica, ricos en calcio. La mineralogía de los suelos donde fueron encontrados los carbonatos muestra que una de las fases que en mayor proporción está presente es la de las plagioclasas de composición intermedia (que podrían ser una de las fuentes de calcio para la formación de las concreciones), identificadas en los difractogramas. Estas plagioclasas poseen rasgos importantes de alteración, relacionados al intemperismo, claramente identificados en el Microscopía Electrónica de Barrido (MEB), mostrando figuras de ataque y corrosión. Se observan depresiones situadas en dislocaciones

y en planos de macla y clivajes. Las depresiones tienen, comúnmente forma prismática. La MEB sugiere que el intemperismo de las plagioclasas comienza en los sitios energéticamente favorecidos. Las láminas delgadas de los suelos y carbonatos apoyan estas evidencias, ya que, en muchos casos, las plagioclasas están corroídas, y en los espacios dejados por la alteración, se encuentran los carbonatos (Fig. 16 (e), (f)).

La relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  determinada en este trabajo para cinco muestras de carbonatos de los dos perfiles es un análisis capaz de darnos información sobre las génesis de estas concreciones, porque es un método frecuentemente utilizado para analizar el intemperismo químico y la génesis de suelos. La relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de los materiales naturales refleja la fuente de Sr disponible para la formación del mismo. Los resultados de estas firmas isotópicas en los carbonatos de Teotihuacan nos permite distinguir las posibles fuentes de aporte. Por un lado, se presume la influencia del polvo, de la lluvia, del material parental del suelo y de las aguas superficiales y subterráneas. Las firmas isotópicas encontradas son significativamente parecidas a las encontradas para suelos estudiados en Teotihuacán. Los valores reportados para 4 suelos por Manzanilla et al. (2012) en los sitios de Teopancazco y Xalla (ubicados en Teotihuacán) son:  $0.704350 \pm 38$ ,  $0.704322 \pm 31$ ,  $0.704378 \pm 34$ ,  $0.704409 \pm 39$ , los cuales muestran una considerable similitud con nuestros valores. También las firmas isotópicas de las concreciones son considerablemente diferentes a la firma isotópica de la precipitación estudiada para la Ciudad de México ( $0.706520 \pm 20$ ). Así que podemos decir que los valores obtenidos relacionan a los carbonatos con el material parental del suelo donde fueron encontrados más que con las firmas de presipitaciones o de material aportado como polvo.

Nuevamente, las observaciones micromorfológicas resaltan que en varias de las concreciones de los dos perfiles de suelos, hay evidencias de intemperismo de plagioclasas y otros minerales como piroxenos y feldespatos; como es el caso de las plagioclasas intemperizadas y rellenas por carbonatos de las concreciones CG1 y MS2.

La mayoría de las láminas en las que fueron observados carbonatos se tienen recubrimientos de micrita gris y parda que puede formarse por procesos de evaporación o translocación macánica en suelos. Estos recubrimientos, presentes en la matriz de algunos horizontes (CGT por ejemplo), pueden relacionarse con la percolación de soluciones a través de poros o

fisuras o a la precipitación rápida de carbonatos asociados al metabolismo de las raíces. También tenemos diferentes tipos de rellenos de carbonatos en poros (rasgo frecuente en suelos de regiones áridas y semiáridas), como por ejemplo micrita y agujas de calcita (comunes en suelos del Holoceno) en poros del horizonte Bk. También en muchas de las láminas se tienen cristales de micrita y esparita con límites detectables entre las áreas de cristalización de los mismos, lo anterior junto a la distribución irregular de cristales de diferentes tamaños (visibles en concreciones como MS1, MS3 y MS4). Estas son características distintivas de procesos de recristalización propios del ambiente del suelo (Ringrose et al., 2002). Podemos decir que la formación de estas concreciones se asocian al material disponible y a mecanismos edáficos.

En cuanto a las firmas isotópicas del carbono; tenemos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para los caliches estudiados son negativos. Este empobrecimiento está relacionado con procesos pedogénéticos, ya que en los carbonatos formados en el suelo, esta relación isotópica refleja en gran medida los procesos de respiración que tienen lugar en este (el  $\text{CO}_2$  producto de la oxidación microbiana de la materia orgánica y de la respiración de las raíces).

## 6.2. Cronología de la formación de los carbonatos en los paleosuelos.

Las edades encontradas para los carbonatos del Valle de Teotihuacán, tanto las resultantes de esta investigación, como las reportadas por Solleiro-Rebolledo et al. (2015) demuestran que su formación ocurre en dos periodos: Pleistoceno tardío y Holoceno medio. Las edades que se concentran en el Pleistoceno tardío, se ubican entre 22,410 y >43,500 años AP, lo que representa la Etapa Isotópica Marina 3 (EIM3) y el inicio de la EIM2. Después de este periodo, en la EIM2, no hay ocurrencia de carbonatos o por lo menos no han sido documentados en los perfiles de suelo. Solleiro-Rebolledo et al. (2011) también encuentran carbonatos en San Pablo con una edad de 25,132 años AP. De acuerdo a este trabajo, existe un cambio en las condiciones ambientales del valle de Teotihuacán, que limitan la formación de suelo y se intensifican los procesos de erosión y sedimentación, sobre todo en los piedemontes bajos. En las posiciones más elevadas como el Cerro Gordo, los carbonatos tienen edades entre 31 y 35 ka, pero los suelos que los sobreyacen son muy bien desarrollados y su edad es de 16 y 18 ka (Solleiro-Rebolledo et al., 2006). Posiblemente porque en el Cerro Gordo, la presencia de bosque permitió una mayor humedad y limitó la presencia de carbonatos. Es de llamar la

atención que durante a EIM2 no hay carbonatos y la siguiente fase de formación se presenta en el Holoceno medio.

Los carbonatos presentan además varias fases dentro de un mismo suelo, tal y como lo revelan las láminas delgadas analizadas, marcando claramente procesos poligenéticos, pero que, lamentablemente, no es posible enmarcar dentro de una cronología precisa. Por ejemplo, es notorio dentro del horizonte 4Bt de Maseca, la presencia de carbonatos de diferente generación, los cuales forman microcristales (micrita) y cristales de mayor tamaño (esparita), cuya distribución obedece a patrones diferentes. Además, los carbonatos precipitan en los cutanes de arcilla, rompiéndolos y fragmentándolos. Los cutanes son producto de fases más húmedas, las cuales son sustituidas por fases más secas.

Por otro lado, si comparamos las fechas que se tienen de los carbonatos de un mismo suelo, en Maseca (aunque obtenidos en laboratorios diferentes), que es el perfil que no muestra tanta erosión como en Cerro Gordo, se documenta claramente estas diferentes fases de formación de carbonatos. Por ejemplo, en el horizonte Bk de Maseca se tiene una edad para los carbonatos diseminados a 40 cm de profundidad,  $3996 \pm 62$  años AP (Solleiro-Rebolledo et al., 2015) y otra más antigua para los caliches a 90 cm ( $4815 \pm 62$  años AP). En 3Btg, observamos lo mismo. El carbonato a 150 cm de profundidad tiene  $31,261 \pm 381$  años AP y el caliche a 290 cm tiene  $34,205 \pm 380$  años AP.

En Cerro Gordo este patrón no se cumple, ya que los caliches más profundos tienen edades menores que los someros. Es posible que esto se deba a que la intensa erosión del sitio, esté dejando perfiles incompletos que no permita valorar claramente la profundidad.

### 6.3 Reconstrucción paleoambiental basada en los carbonatos

En general el uso de carbonatos pedogenéticos es una buena herramienta para la reconstrucción paleoambiental ya que estos se forman en los suelos, que a diferencia de los registros lacustres, dan información con una resolución espacial mayor. La génesis de paleosuelos es controlada por factores relacionada con el clima y la biota (Targulian y Goriachkin, 2004). Según los modelos de Cerling y Quade (1993) tenemos que la composición isotópica del  $\text{CO}_2$  de la respiración del suelo es controlada por la composición de la vegetación y que la composición isotópica de la materia orgánica del suelo puede utilizarse como un

proxy para reconstruir la composición isotópica de del CO<sub>2</sub>. También existe un enriquecimiento sistemático en <sup>13</sup>C de los carbonatos del suelo en comparación con los valores para la materia orgánica (Fig. 28). La composición isotópica de estos carbonatos está determinada por la composición isotópica de la vegetación (C3, C4, CAM) y por el transporte de masa difusional de los gases en el suelo. A partir de esto se puede determinar la historia de la vegetación en suelos y paleosuelos a partir de la firma isotópica del carbonato pedogenético.

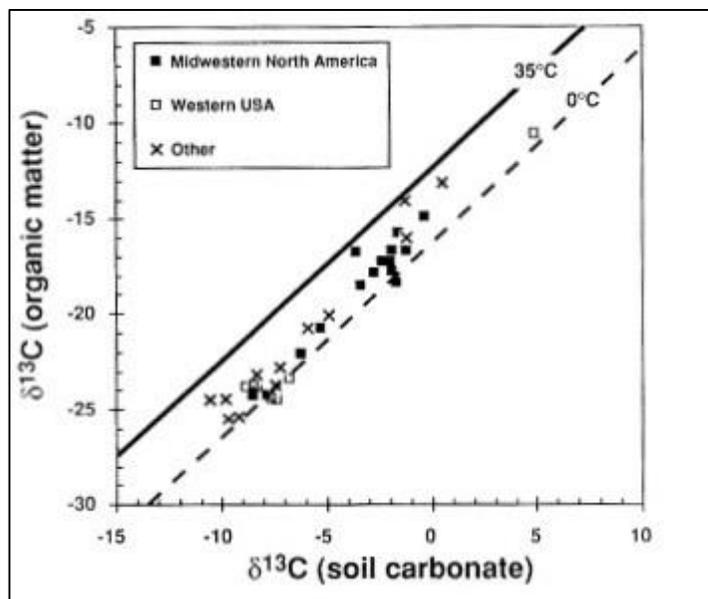


Fig. 27. Relación entre el  $\delta^{13}\text{C}$  en materia orgánica y carbonatos de suelos (Cerling y Quade; 1993)

Latorre et al. (1997) señalan que los valores de  $\delta^{13}\text{C} > -8\text{‰}$  en carbonatos, son indicativos de plantas C<sub>4</sub>, en tanto que las firmas entre  $-8\text{‰}$  y  $-14\text{‰}$  son evidencia de vegetación C<sub>3</sub>.

De acuerdo a los resultados obtenidos en los carbonatos pleistocénicos, los valores oscilan entre  $-4.03$  a  $-5.46\text{‰}$ , evidenciando una mezcla de plantas C<sub>3</sub> y C<sub>4</sub>. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para los carbonatos de Cerro Gordo son menores, que pudieran explicarse con una mayor humedad, por su posición más elevada, en un ecosistema de bosque. Los Luvisoles que sobreyacen a los caliches encontrados, son testigo de dichas condiciones (Solleiro-Rebolledo et al., 2006). De hecho, en Maseca, uno de los caliches de 34,204 años AP posee una firma muy similar a la encontrada en Cerro Gordo ( $-5.5\text{‰}$ ), corroborando que la existencia de ambientes más húmedos. Además, las propiedades de los paleosuelos que los contienen -

3Btg, también documentan estas condiciones (cutanes de iluviación, rasgos redox). Estudios previos para perfiles de la parte superior de Cerro Gordo hechos en materia orgánica fechada para finales del Pleistoceno (Lounejeva et al., 2006) indican una firma isotópica de -20.92 ‰, este valor indica una combinación de plantas C3 y C4, el lugar de la predominancia de plantas C3. Por otro lado, para esta misma etapa, los registros de polen analizados en los sedimentos del Lago Texcoco indican una persistencia dominante de tipo de polen arbóreo como pino, roble y cedro (Lozano-García, 1998). La presencia dominante de este tipo de vegetación sugiere condiciones de humedad relativamente altas (un clima húmedo pero frío).

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en los caliches de 22,410 y 31,261 años AP en Maseca son más altos, aunque no tan diferentes a los anteriores (-4.28, -4.03‰, respectivamente), que pudiera asociarse a un cambio a ambientes más áridos, con disminución de plantas C3.

En la transición Pleistoceno-Holoceno, otros perfiles analizados en el área del Valle de Teotihuacán indican una disminución de la presencia de plantas C3. Se reporta una disminución de la abundancia de las plantas C3 a un 63 %; en comparación con el 91% establecido para finales del Pleistoceno (Lounejeva et al., 2006). Los registros palinológicos para el lago Texcoco, indican un aumento del polen de plantas herbáceas, junto a la de polen de pino. Lo que climáticamente podría indicar la permanencia de un clima húmedo, pero más cálido. Para el Holoceno la firma isotópica de la materia orgánica indica la abundancia de plantas C4 que podría estar relacionada con un cambio en las condiciones climáticas donde hay un aumento de la aridez y por tanto baja disponibilidad de agua para las plantas. Sin embargo, los carbonatos correspondientes al Holoceno medio-tardío revelan una  $\delta^{13}\text{C}$  más negativa (-6.4 en Maseca y -5.52‰ en Cerro Gordo).

Las principales tendencias paleoambientales en la zona de estudio para finales del Pleistoceno e inicios del Holoceno son mencionadas por Metcalfe *et al.* (2000), de acuerdo a resultados de estudios en los lagos y son:

- 1) Durante el Pleistoceno tardío (24-11 ka AP) - clima generalmente frío asociado a una variable disponibilidad de humedad.
- 2) El clima se vuelve frío, pero seco, al final del período glacial, en donde también hay numerosas erupciones volcánicas en el área.

- 3) A inicios del Holoceno el clima se vuelve más cálido y seco marcado por un aumento regional de la aridez. Cuestión que observamos con nuestros resultados.

Estas fluctuaciones paleoclimáticas pueden deberse a diferentes factores entre los que podrían estar variaciones en los niveles globales de insolación, fusión regional de glaciales, actividad tectónica y volcánica, así como actividad antropogénica desde mediados del Holoceno (Lozano et al. 1993, Caballero-Miranda, 2002).

## CONCLUSIONES

Los análisis tanto geoquímicos como mineralógicos realizados a los carbonatos de los perfiles Cerro Gordo y Maseca ubicados en el Valle de Teotihuacán permitieron constatar que los mismos son de origen pedogenético, de acuerdo a las siguientes observaciones:

- La micromorfología y la MEB, en donde se evidencian los rasgos de intemperismo de las plagioclasas, que producen calcio, que en conjunto con el CO<sub>2</sub> de la respiración de las plantas, permite la formación de bicarbonatos y su posterior precipitación como carbonatos de calcio. De hecho, las plagioclasas muestran sustitución por el carbonato.
- Es así, que el aporte de calcio puede estar asociado al intemperismo de las plagioclasas (mineral abundante en el material parental de los paleosuelos relacionados con los caliches).
- La relación isotópica <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr también indica que los carbonatos analizados se formaron in situ a partir del material parental y sin relación con aporte eólico o las precipitaciones.
- En cuanto a la mineralogía, las fases dominantes que tenemos son la calcita y la calcita de bajo magnesio, de manera que se piensa una mínima diagénesis de los carbonatos, que afirma la idea del origen pedogenético.

Las características micromorfológicas nos hablan de diferentes procesos de disolución y reprecipitación de estos carbonatos en horizontes, en la mayoría de los casos arcillosos y con rasgos reductomórficos. Las observaciones micromorfológicas nos permiten inferir una ciclicidad entre momentos de humedad y otros en donde las condiciones climáticas fueron más secas permitiendo la formación de los caliches durante finales del Pleistoceno e inicios del Holoceno. Las edades de tales carbonatos, permiten establecer un marco cronológico, correspondiente a la EIM3 e inicios de la EIM2, y el Holoceno medio-tardío.

En cuanto a los valores del  $\delta^{13}\text{C}$ , en todos los casos encontramos que son valores empobrecidos, comunes en carbonatos pedogenéticos. En el caso de los carbonatos del Pleistoceno las firmas isotópicas de los caliches indican la coexistencia de plantas de tipo C3 y C4 (Si relacionamos los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de los carbonatos con los  $\delta^{13}\text{C}$  de materia orgánica). Para los carbonatos del Holoceno, aunque también encontramos que las firmas indican la presencia de plantas C3 y C4, en algunos solo podemos relacionar el valor obtenido con plantas C4 que hablaría de un clima más seco, o podría sugerir cambios en la cubierta edáfica por la acción antrópica.

## BIBLIOGRAFÍA

Achyuthan, H. & Rajaguru, S.N., 1997. Genesis of ferricretes and Calcic and petrocalcic of the Jayal gravel ridge: a micromorphological approach. In Wijayananda, N.P., Cooray, P.G. & Mosley, P. (eds.), *Geology in South Asia-II*. Geological Survey and Mines Bureau, Sri Lanka, Professional Paper 7, Colombo, pp. 51–59.

- Alonso-Zarza, A.M., 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology* 126, pp. 177–191.
- Arakel, A.V. & McConchie, D. 1982. Classification and genesis of calcrete and gypsite lithofacies in paleodrainage systems of inland Arstralia and their relationship to carnotite mineralization. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, pp.1149-1170.
- Arakel, A.V., 1982. Genesis of calcrete in Quaternary soil profiles, Hutt and Leeman lagoons, Western Australia. *J. sedim. Petrol.*, 52, pp. 109-125.
- Arkley, R.J.1963. Calculation of carbonate and water movement in soil from climatic data. *Soil Sci.* 96, pp. 239-248.
- Bachman, G.O. y Machette, M.N. 1977. Calcic soils and calcretes in the southwestern United States. U.S.Geological Survey, Open-File Report: 77-794, pp. 163., Washington.
- Banner, J.L., Musgrove, M. and Capo, R. (1994) Tracing ground-water evolution in a limestone aquifer using Sr Isotopes: effects of multiple sources of dissolved ions and mineral-solution reactions. *Geology*, 22, pp. 687-690.
- Barba Pingarron, L. Alberto., 1995. El impacto en la paleogeografía de Teotihuacán. Tesis Doctoral. UNAM. 92p.
- Birkeland, P.W., 1984. *Soils and Geomorphology*. Oxford Univ. Press, New York, pp. 372.
- Brezaeale. J. y Smith, H.V., 1930. Caliche in Arizona. *Univ. Arizona, College of Agriculture, Bull.* 131, p. 419-441.
- Brock, A.L. & Buck, B.J., 2005. A new formation process for calcic pendants from Pahrangat Valley, Nevada, USA, and implication for dating Quaternary landforms. *Quaternary Research* 63, pp. 359–367.
- Butt, C.R.M., Horwitz, R.C. and Mann, A.W. 1977. Uranium occurrences in calcrete and associated sediments in Western Australia, CSIRO Mineral Research Laboratories, Div. of Mineralogy Report FP. 16. pp. 67.
- Caballero-Miranda et al., 2002. Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the Holocene human occupation in the Upper Lerma basin, Central Mexico. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 186, 217-235.

Capo R.C., Hsieh J.C.C. y Chadwick O.A., 1995. Pedogenic origin of dolomite and calcite in a basaltic weathering profile, Kohala Peninsula, Hawaii. V.M. Goldschmidt Conf. Progr. Abstr., 34.

Capo R.C., Whipkey C.E., and Chadwick O.A., 2000. Pedogenic origin of dolomite in a basaltic weathering profile, Kohala Peninsula, Hawaii. *Geology* 28, pp. 271-274.

Capo, R.C. and DePaolo, D.J. 1990. Seawater isotopic variations from 2,5 million years ago to the present. *Science*, 249, pp., 51-55.

Capo, R.C. y Chadwick, O.A., 1993. Partitioning of atmospheric and silicate weathering sources in the formation of desert soil carbonate using strontium Isotopes. *EOS. Trans. Am. Geophys. Union* 74, pp. 263.

Castilla-Hernández ME, Tejero-Diez JD. 1987. Flora y vegetación del Cerro Gordo (San Juan Teotihuacan) y regiones aledañas, Valle de México, México, *Biótica* 12:231-255.

Cerling, T. E., Solomon, D.K., Quade, J. y Bowman, J.R. 1991. On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica* 55, pp. 3403-3405.

Cerling, T.E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth Planetary Science Letters* 71, pp. 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, pp. 217- 231

Chadwick, O.A., Sowers, J.M. & Amundson, R.G., 1989. Morphology of calcite crystals in cluster coatings from four soils in the Mojave desert region. *Soil Science Society of America Journal* 53, pp. 219–221.

Chen, X.Y. 1997b. Pedogenic gypcrete formation in arid central Australia. *Geoderma*, 77, pp. 39-61

Cohen, A.S., 1982. Paleoenvironments of root casts from the Koobi Fora Formation Kenya. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, pp. 401–411.

Courty, M.A. & Fedoroff, N., 1985. Micromorphology of recent and buried soils in semi-arid region of Northwest India. *Geoderma* 35, pp. 287–332.

Courty, M.A., Dhir, R.P. & Raghavan, H., 1987. Microfabrics of calcium carbonate accumulations in arid soils of western India. In Fedoroff, N., Bresson, L.M. & Courty, M.A. (eds.), *Micromorphologie des Sols, Soil Micromorphology*. AFES, Paris, pp. 227–234.

Courty, M.-A., Marlin, C., Dever, L., Tremblay, P., Vachier, P., 1994. The properties, genesis and environmental significance of calcitic pendants from the High Arctic (Spitsbergen). *Geoderma* 61, pp. 71–102.

Craig, H. 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochimica et Cosmochimica* 3, pp. 53-92.

De Cserna, Z., de la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., (1988), *Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones geotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, UNAM, Instituto de Geología, Boletín 104, 71p., 4 mapas.*

Deines, P., 1980. The isotopic composition of the reduced organic carbón. In: P. Fritz and J.C. Fontes (eds.), *Handbook of Environmental Geochemistry Volume 1*. Elsevier, New York, pp. 329-406.

Drever, L., Fontes, J.Ch. y Riché, G., 1987. Isotopic approach to calcite dissolution and precipitation in soil under semi-arid conditions. *Chem. Geol. (Isotop. Geosci. Sec.)*, 66, pp. 307-314.

Ducloux, J. & Laouina, A., 1989. The pendent calcretes in semi-arid climates: an example located near Taforalt, NW Morocco. *Catena* 16, pp. 237–249.

Ducloux, J., Butel, P. & Dupuis, T., 1984. Microsequence mine´ralogique des carbonates de calcium dans une accumulation carbonate sous galets calcaires, dans l’ouest de la France. *Pe´dologie* 34, 161–177.

Dupuis, T., Ducloux, J., Butel, P. & Nahon, D., 1984. Etude par spectrographie infrarouge d’un encroutement calcaire sous galet; mise en evidence et modelisation experimentale d’une suite minerale evolutive a partir de carbonate de calcium amorphe. *Clay Minerals* 19, pp. 605–614.

Durand, N., Gunnell, Y., Curmi, P. & Ahmad, S.M., 2007. Pedogenic carbonates on Precambrian silicate rocks in South India: Origin and paleoclimatic significance. *Quaternary International* 162/163, pp. 35–49.

Elbersen, G.W.W. 1982. Mechanical replacement processes in mobile soft calcic horizons; their role in soil and landscape genesis in an area near Mérida, Spain. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. Wageningen. 208.

Faure, G. y Mensing, T., 2005. *Isotopes Principles and Applications*, 3rd Edition. New Jersey: John Wiley. 694-753.

Friedli, H., Lotscher, H., Oeschger, H., Siegenthaler, U. y Stauffer, B., 1986. *Nature* 324. Pp. 237-238.

Friedman, E. y O'Neil, J., 1977. *Data of Geochemistry*, 6th edn. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. US Geol. Survey Prof. Pap. 440-KK.

Gama, C. J., Solleiro, R.E., McClung de Tapia, E., Villalpando, J. L., Sedov, S., Jasso, C., C., Palacios, M. S., Hernández, D., 2005. Contribuciones del ciencia del suelo a la investigación arqueológica: el caso de Teotihuacán. *Terra latinoamericana*. Vol. 23. No. 1. 1-11.

García, E., 1964. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). Offset Larios. México. D.F. 71 p.

García, E., 1968. Clima actual de Teotihuacán. (ed) José L. Lorenzo. *Materiales para la Arqueología de Teotihuacán*. INAH, México. 9-28.

García-Palomo et al., 2002 Mexican Volcanic stratigraphic and evolution of Apan región, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt.

Gardner, L.G., 1984. Carbon and oxygen isotope composition of pedogenic CaCO<sub>3</sub> from soil profiles in Nevada and New Mexico, USA. *Isotop. Geosc.*, 2, pp. 55-73.

Gardner, L.R., 1972. Origin of Mormon Mesa Caliche, Clark County, Nevada. *Geological Society of America, bulletin* 83, pp. 143-156.

Gile., L.H., F.F Pterson and R.B. Grossman, 1966. Morphological and Genetic Sequences of Carbonate Accumulation in Desert Soil. *Soil Science*, V. 101, 5 pp. 347-360.

Goldsmith, J. R., Graf, D. L. y Heard, H.C., 1961. Lattice constants of the calcium magnesium carbonates. *American Mineralogist*, 46, 453-457.

- Goldsmith, J.R. y Graf, D.L., 1958. Structural and compositional variations in some natural dolomite. *Journal of Geology*, 66, 678-793.
- Graustein WC, Armstrong RL (1983) The use of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  to measure atmospheric transport into forested watersheds. *Science* 219, pp. 289-292.
- Graustein, W.C., 1989.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio measure the sources and flow of strontium in terrestrial ecosystems. In: Rudel P.W., Ehleringer J.R., Nagy K.A. (Eds.). *Stable Isotopes in Ecological Research*. Springer-Verlag. New York, pp. 491-512.
- Hernández, J.I., 2007. Geología y Geomorfología volcánica de la región de los yacimientos de obsidiana de Otumba en el sector Norte de la Sierra Nevada de México. Tesis de Licenciatura, UNAM. 125p.
- Hill, S.M., McQueen, K.G. and Foster, K.A. 1999. Regolith carbonate accumulations in western and central NSW: characteristics and potential as an exploration sampling medium. In: Taylor, G.M. and Pain, C.F. (Eds.), *State of the regolith. Proceedings of Regolith 98 Conference*, pp.191-208.
- Jaillard, B., Guyon, A. & Maurin, A.F., 1991. Structure and composition of calcified roots, and their identification in calcareous soils. *Geoderma* 50, pp.197–210.
- Jones, B. & Kahle, C.F., 1993. Morphology, relationship, and origin of fibre and dendrite calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, pp. 1018–1031.
- Jones, B. & Ng, K.C., 1988. The structure and diagenesis of rhizoliths from Cayman Brac, British West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, pp. 457–467.
- Jones, B. & Squir, C.A., 1989. Formation of peloids in plant rootlets, Grand Cayman, British West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, pp. 1002–1007.
- Khormali, F., Abtahi, A. & Stoops, G., 2006. Micromorphology of calcitic features. *Geoderma* 132, pp.31–46.
- Klappa, C.F., 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates – classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27, pp. 613–629.

Kovda, I. & Mermut, A., 2010. Vertic features. In Stoops, G., Marcelino, V. & Mees, F. (eds.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, pp. 109–127.

Krumbein, W.E., 1979. Calcification by bacteria and algae. In: Biogeochemical Cycling of Mineral-Forming Elements (Ed. By P.A. Swaine), pp. 47-68. Elsevier. Amsterdam, New York.

Latorre, C., Quade, J. y McIntosh, W.C. 1997. The expansión of C, grasses and global change in the late Miocene: Stable isotope evidence from the Americans. Earth and Planetary Science Letters 146: 83-96.

Lindbo, D.L., F.E. Rhoton, W.H. Hudnall, N.E. Smeck, J.M. Bigham, and D.D. Tyler. 2000. Fragipan degradation and nodule formation in Glossic Fragiudalfs of the Lower Mississippi River Valley. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, pp.1713–1722.

Lindemann, W.C., Monger, H.C. & Kraimer, H.C., 2002. Carbon isotope fractionation by soil bacteria during pedogenic carbonate formation. American Society of Agronomy Abstract [CD ROM] 171744.

Lounejeva E., 2006. Late Pleistocene to Holocene enviromental changes from  $\delta^{13}\text{C}$  determinations in soils at Teotihuacan, Mexico. Geofísica Internacional.

Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda M., y Urrutia-Fucugauchi J. 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvirments of Chalco Lake, Central México. *Quatern. Res.*, 40, 332-342.

Machette, M.N., 1985. Calcic Soils of the Southwestern United States. In Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States, edited by D.L. Weide, pp. 1-21. Geological Society of America Special Paper 203. Boulder, Colorado.

Manzanilla, L. R. et al., 2012. Estudios Arquimétricos de Centro de barrio de Teopancazgo en Teotihuacan. Pág. 440.

Marshall, B.D., Peterman, Z.E. y Stuckless, J.S., 1993. Strontium isotopic evidence for a higher watwe table at Yucca Mountain. Proc. 4th Int. High Level RadioactiveWaste Management Conf., pp. 1948-1952.

McFadden, L., Tinsley, J., 1985. Rate and depth of pedogenic carbonate accumulation in soils: formation and testing of a compartment model. In: Weide, D., (Ed.), Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States. Geological Society of America Special Paper 203, Boulder, pp. 1–21.

Merwe N.J van der, Medina E., 1989. Photosynthesis and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios in Amazonian rain forests. *Geochim Cosmochim Acta* 53, pp. 1091–1094.

Metcalf, S. E., S. L. O'Hara M. y S.J. Davies, 2000. Records of late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico—a review. *Quatern. Sci. Rev.* 19. Pág 699-721.

Miller E.K., Blum J.D., Friedland AJ, 1993. Determination of a soil exchangeable-cation loss and weathering rates using Sr isotopes. *Nature* 362, pp.438-441.

Mooser, 1968, 1970. Un modelo del eje volcánico Mexicano.

Mount, J.F. & Cohen, A.S., 1984. Petrology and geochemistry of rhizoliths from Plio-Pleistocene fluvial and marginal lacustrine deposits, East Lake Turkana, Kenya. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, pp. 263–275.

Nahon, D., Janot, C., Karpoff, A.M., Paquet, M. and Tardy, Y., 1977. Mineralogy, petrography and structure of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Senegal. *Geoderma*, 19, pp. 263-277.

Netterberg, F. 1980. Geology of South African calcretes: I. Terminology, description, macrofeatures and classification. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 83, pp. 255-285.

Ordoñez, 1992. Desarrollo histórico-cultural de Teotihuacan.

Parada, C.B., Long, A. and Davis, S.N., 1983. Stable isotopic composition of soil carbon dioxide in the Tucson Basin, Arizona, USA. *Isotop. Geosc.*, 1, pp., 219-236.

Phillips, S.E., Milnes, A.R. and Foster, R.C., 1987. Calcified filaments: an example of biological influences in the formation of calcrete in South Australia. *Aust. J. Soil Res.*, 25, pp. 405-428.

Pustovoytov, K.E., 1998. Pedogenic carbonate cutans as a record of the Holocene history of relic tundrasteppes of the Upper Kolyma Valley (North-Eastern Asia). *Catena* 34, pp. 185–195.

Pustovoytov, K.E., 2002. Pedogenic carbonate cutans on clasts in soils as a record of history of grassland ecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177, pp. 199–214.

Quade, J., Cerling, T.E. y Bowman, J.R. 1989. Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States Geological Society of American Bulletin 101. pp. 464-475.

Rabenhorst, M.C., Wilding, L.P., and West, L.T., 1984. Identification of pedogenic carbonates using stable carbon isotope and microfabric analyses, *Soil Sci. Soc. Am.* 48, pp. 125–132. Research, Oxford University Press, New York.

Reheis, M.C and Kihl, R., 1995. Dust deposition in southern Nevada and California, 1984-1989: Relations to climate, source area, and source lithology. *J. Geophys. Res.* 100, 8893–8918.

Ringrose, S., et al., 2002. Origin and paleo-environments of calcareous sediments in the Moshaweng Dry Valley, Southeast Botswana. *Earth Surface processes and Landforms* 27, 591-611.

Rzedowski JG, Guzmán A. Hernández Muñoz C. 1964. Cartografía de la vegetación de la parte norte del Valle de México. *Anales de la Esc Nac Cienc Biol.* 13:31-57.

Sage, R.F., Li M, Monson R.K., 1999. The taxonomic distribution of C4 photosynthesis. In: Sage RF, Monson RK (eds) *C4 plant biology*. Academic Press, San Diego, pp. 551–584.

Salomons, W. and Mook, W.G., 1986. Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 2 (Ed. By P. Fritz and J.Ch. Fontes), pp 239-269. Elsevier, Amsterdam, New York.

Salomons, W., Goudie, A. y Mook, W.G., 1978. Isotopic composition of calcrete deposits from Europe, Africa and India. *Earth Surf. Proc.*, 3, pp. 43-57.

Sánchez et al., (2013) The Black San Pablo paleosol of the Teotihuacan Valley, México: pedogenesis, fertility, and use in ancient agricultural and urban systems: *Geoarchaeology*, 28, 249-267.

Schlesinger, W.H., 1985. The formation of caliche in soils of the Mojave Desert, California. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 49, pp. 57-66.

Sehgal, J.L. & Stoops, G., 1972. Pedogenic calcic accumulation in arid and semiarid regions of the Indo-Gangetic alluvial plain of the erstwhile Punjab (India). Their morphology and origin. *Geoderma* 8, pp. 59–72.

Singer, A. y Norrish, K. 1974. Pedogenic palygorskite occurrences in Australia. *American Mineralogist* 59, pp. 508-517.

Sobecki TM, Wilding LP. 1983. Formation of calcic and argillic horizons in selected soils of the Texas coastal prairies. *Soil Science Society of America Journal* 47, pp. 707–715

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, pp. 869., Washington.

Solleiro-Rebolledo et al., (2011) Fluvial processes and paleopedogenesis in the Teotihuacan Valley, México: Responses to late Quaternary environmental changes: *Cuaternary International* 233, 40-52.

Solleiro-Rebolledo et al., (2015) influencia de los paleosuelos en los procesos exógenos modernos en la porción noreste de la cuenca de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, volumen 67, núm. 2.

Stuard, D.M., Dixon, R.M., 1973. *Proc. Soil Sci. Soc.* 37, pp. 323. Amsterdam.

Tanner, L.H. 2010. Continental carbonates as indicators of paleoclimate. En Alonso-Zarza, A.M. y Tanner, L.H. (eds.) *Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications*. Elsevier, *Developments in Sedimentology* 62, pp. 179-214, Amsterdam.

Tapia-Varela, G. López-Blanco, J., 2001. Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100,000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V 19. Num. 1. 50-65.

- Targulian, V. O. y V. Goriachkin, 2004. Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity. *Rev. Mex. Ciencias geológicas*, 21 (1), 1-8.
- Terri, J.A., and L.G. Stowe. 1976. Climatic patterns and distribution of C4 grasses in North America. *Oecologia* 23, pp.1-12.
- Verrecchia, E.P. & Verrecchia, K.E., 1994. Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification. *Journal of Sedimentary Research* A64, pp. 650–664.
- Wang, Y., McDonald, E., Amundson, R., McFadden, L., Chadwick, O., 1996. An isotopic study of soils in chronological sequences of alluvial deposits, Providence Mountains, California. *Geological Society of America Bulletin* 108, pp. 379–391.
- Wieder, M. & Yaalon, D.H., 1974. Effect of matrix composition of carbonate nodule crystallisation. *Geoderma* 11, pp. 95–121.
- Wright, V.P. and Tucker, M.E. 1991. *Calcretes*. Blackwell Scientific Publications, Carlton, Australia. pp. 352.
- Wright, V.P., 1986. The role of fungal biomineralization in the formation of early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology* 33, pp. 831–838.
- Wright, V.P., Tucker, M.E., 1991. *Calcretes: an introduction*. In: Wright, V.P., Tucker, M.E. (eds.). *Calcretes*. IAS Reprint series 2. Oxford, Blackwell Scientific Publications, pp. 1-22.
- Wright, W. P., 1990, A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic structures. In: *Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science* (Douglas, L. A., Ed.). *Development in Soil Science*, 19: 401-407, Elsevier, Amsterdam.